

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ
ЛАБОРАТОРИИ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ

ВЫПУСК

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

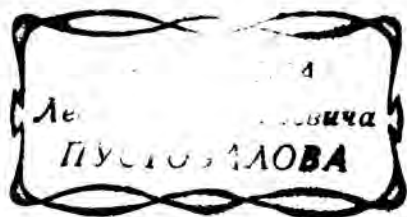
А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
И
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Вып. 2

*СБОРНИК СТАТЕЙ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ
И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ*



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА—ЛЕНИНГРАД

1953

Главный редактор акад. *А. А. Полканов*

Ответственный редактор *С. В. Обручев*

ХС

(1863—1953)

*Герою Социалистического Труда
дважды лауреату Сталинской премии
академику
Владимиру Афанасьевичу
ОБРУЧЕВУ,
выдающемуся исследователю докембрия Сибири,
этот выпуск „Трудов Лаборатории
геологии докембрия“ посвящают
дирекция и научные сотрудники
Лаборатории*

ИССЛЕДОВАНИЯ АКАДЕМИКА В. А. ОБРУЧЕВА В ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЯ

Академик В. А. Обручев в течение 65 лет своей научной и научно-педагогической деятельности изучал большое количество проблем, охватывающих многие отрасли геологии. Одно из первых мест в его исследованиях всегда занимало изучение докембрия и в особенности докембрия Сибири.

В 1888 г., через два года после окончания Горного института, В. А. Обручев был назначен геологом Иркутского горного управления — единственным государственным геологом для всей необъятной площади Сибири; с этого времени он начал изучать области развития докембрия. Полевые работы В. А. Обручева по изучению докембрия Азии продолжались с перерывами до 1914 г.; за эти годы он исследовал докембрий Прибайкалья, Забайкалья, Бодайбинского района, Кузнецкого Ала-Тау, Алтая, Калбинского хребта и Джунгарии. Участвуя в 1892—1894 гг. в экспедиции Русского географического общества в Китай, В. А. Обручев изучал также докембрий Восточной Монголии и горных областей Китая.

Наиболее полно В. А. Обручевым были изучены докембрийские образования Восточной Сибири. После работ А. Л. Чекановского и И. Д. Черского, выполненных в семидесятых годах прошлого столетия, первые исследователь, владеющий передовыми для того времени научными методами, воспитанный в школе выдающегося русского ученого И. В. Мушкетова, приступил к изучению необычайно сложного по своему строению комплекса докембрийских образований Восточной Сибири. В. А. Обручев установил широкое развитие докембрия в областях, окаймляющих Сибирскую платформу с юга и востока, и выяснил важнейшее тектоническое значение этих огромных кристаллических массивов, — которые он, следуя И. Д. Черскому, называл древним теменем Азии, — в истории геологического формирования страны. Единую лаврентьевскую систему И. Д. Черского В. А. Обручев разделил на архей и протерозой и предложил расчленение последних на отделы и свиты. Во многих районах, исследованных В. А. Обручевым, эти стратиграфические подразделения сохранились до настоящего времени. В. А. Обручев установил наличие значительных участков докембрия среди каледонских, варисских и мезозойских структур Забайкалья.

Позже, начиная с 1916 г. и почти до Великой Отечественной войны, взгляды В. А. Обручева на строение Восточной Сибири подвергались ожесточенной критике, стремившейся доказать, что выделенные им докембрийские немые толщи в действительности принадлежат палеозою, метаморфизованному под влиянием интрузий магматических пород. Но по мере развития детальных геологических исследований и тщательного сопоставления немых свит выяснилось, что В. А. Обручев в большинстве

случаев был прав: выделенные им области являются действительно докембрийскими. Эти выводы современной советской геологии отражены в обзорах, помещенных в первом выпуске «Трудов Лаборатории геологии докембрия».

Начиная с двадцатых годов текущего столетия, В. А. Обручев приступил к составлению обобщающих сводок, а также учебников для геологических высших учебных заведений. Из этих сводок наибольшее значение для геологов, изучающих докембрийские образования, имеют следующие.

В 1926 г. В. А. Обручев впервые обобщил свои наблюдения по Сибири в первом издании своего большого труда «Геология Сибири» (объем около 40 печ. листов). В 1927 г. вышло второе, сокращенное издание этой книги под названием «Геологический обзор Сибири», а в 1935—1938 гг. «Геология Сибири» появилась в трех больших томах; в первом томе докембрию посвящено 170 страниц, в остальных томах к этому тексту сделаны значительные дополнения. В этой монографии В. А. Обручев изложил все опубликованные к этому времени материалы по докембрию Сибири, объединив их в широкой концепции, отражающей взгляды автора на стратиграфию, тектонику, магматизм и генезис полезных ископаемых докембрия. «Геология Сибири» стала настольной книгой-справочником для каждого геолога и была удостоена Сталинской премии первой степени в первый год присуждения этих премий.

Не менее важное значение для геологии докембрия Сибири имеет работа В. А. Обручева по созданию первого тома серии «Стратиграфия СССР», выпускаемой Академией Наук СССР. Этот том, вышедший в 1939 г., посвящен целиком геологии и полезным ископаемым докембрия нашей Родины, причем больше двух третей тома занимает описание докембрия Сибири. В. А. Обручев не только организовал авторский коллектив этого тома и отредактировал сибирскую его часть, но и написал половину статей о докембрии Сибири (195 стр.), введение и заключительную главу. Сводка эта до настоящего времени сохраняет свое актуальное значение.

Исключительно ценна для геологов, занимающихся докембрием Сибири, работа В. А. Обручева по истории геологического исследования Сибири. Составление большой библиографической и научно-исторической сводки было начато им еще в 1916 г. по предложению Минералогического общества: к столетнему юбилею Общества (1917) необходимо было составить очерки изучения тектоники и докембрия Сибири. В процессе работы эти очерки превратились в большие исчерпывающие сводки; часть работы, касающаяся докембрия, была напечатана в «Записках Минералогического общества» (1925) под названием «Исторический очерк изучения докембрия и вообще кристаллических и метаморфических сланцев Сибири». Этот очерк (объем 220 стр.) охватывает период с 1700 по 1917 г. Впоследствии он был включен В. А. Обручевым в многотомную «Историю геологического исследования Сибири», где весь материал очерка был распределен по соответствующим районам и периодам. Издание это выпускалось Академией Наук СССР с 1931 по 1947 г. и включило литературу до 1940 г. Двенадцать выпусков этой монографии представляют основной справочник для всех научных работников, занимающихся изучением геологии, полезных ископаемых и физической географии Сибири. Что касается докембрия, то в последних восьми выпусках аннотированы все многочисленные работы совет-

ского периода, касающиеся докембрийских образований Сибири и не вошедшие в вышеупомянутый «Исторический очерк».

«История геологического исследования Сибири» также была удостоена Сталинской премии первой степени.

В этой сводке и в «Геологии Сибири» В. А. Обручев подверг критическому рассмотрению около полутора тысяч статей и книг, касающихся докембрийских образований Сибири, провел корреляцию немых метаморфических толщ, дал таблицы для их сравнения, установил последовательность магматических проявлений и особенности металлогении докембрия. В трех изданиях «Геологии Сибири» имеются также весьма ценные выводы по тектонике архея и протерозоя.

Кроме обобщающих сводок, В. А. Обручев результаты своих наблюдений в различных районах развития докембрия и выводы, касающиеся этих районов, изложил в ряде специальных статей и книг, опубликованных в разное время, начиная с 1890 г. Общее число работ В. А. Обручева, касающихся отдельных районов развития докембрия и затрагивающих различные вопросы геологии докембрия, превышает 200 (не считая многих сотен рецензий и рефератов).

Следует отметить, что в известной «Полевой геологии», выдержавшей три издания, и в литографированном курсе петрографии, изданном в Томске, В. А. Обручев посвящает специальные, весьма интересные главы метаморфическим породам докембрия и методике их изучения. Точно так же в курсе рудных месторождений им описан ряд типов месторождений, связанных с докембрием. Вопросам металлогении докембрия В. А. Обручев уделял большое внимание и неоднократно возвращался к ним в своих статьях по металлогении Сибири. Сводка «Геологический обзор золотоносных районов Сибири», опубликованная в нескольких выпусках, включает большой материал по геологии и металлогении докембрия Сибири.

В. А. Обручев способствовал в большой мере организации геологических работ в областях развития докембрия и как начальник Забайкальской и Ленской геологических партий (1895—1898, 1900—1901), как профессор и декан Горного отделения Томского технологического института (1900—1912), как профессор Московской горной академии (1922—1929) и, наконец, как директор Геологического института Академии Наук СССР (1929—1933).

Выдающийся руководитель научного воспитания молодых кадров, В. А. Обручев создал в Томске школу геологов, превратившуюся в настоящее время в крупный геологический коллектив, ведущий работы в Западной и Средней Сибири, в том числе и в областях докембрия, в изучении которого томские и новосибирские геологи достигли значительных успехов.

В тридцатых годах В. А. Обручев организовал в Восточной Сибири геологические исследования силами Геологического института Академии Наук СССР, причем больше половины этих работ было сосредоточено на площадях развития докембрия. В дальнейшем, покинув пост директора Геологического института, В. А. Обручев попрежнему продолжает интересоваться изучением докембрия Сибири, и благодаря его настойчивости был осуществлен еще ряд исследований.

В. А. Обручев первый возбудил вопрос об организации специального отдела по изучению докембрия при Институте геологических наук Академии Наук СССР, и создание в 1950 г. Лаборатории геологии докембрия является выполнением его проекта.

Советские геологи, занимающиеся исследованием докембрийских образований, по справедливости считают В. А. Обручева непревзойденным знатоком докембрия Сибири, и, несомненно, его многолетней плодотворной деятельности советская геология обязана тем, что изучение докембрийских образований в Сибири было проведено с достаточной полнотой.

Лаборатория геологии докембрия, посвящая этот выпуск своих трудов славному юбиляру, надеется, что в своих работах по изучению докембрия Сибири она пойдет и дальше по пути, намеченному В. А. Обручевым, и углубит и расширит начатые им работы.

ОТ РЕДАКЦИИ

В связи с возникшей в советских геологических изданиях дискуссией по вопросу о границе протерозоя и палеозоя в настоящем выпуске «Трудов Лаборатории геологии докембрия» помещена статья акад. А. А. Полканова, в которой разбирается вопрос о применении структурного метода для установления границы между археем и протерозоем Балтийского щита и для определения нижней границы палеозоя.

Как уже отмечено в первом выпуске «Трудов», большая сложность изучения немых метаморфических толщ докембрия приводит к тому, что различные исследователи дают очень несходные схемы стратиграфии, магматизма и тектоники одного и того же региона. Одним из примеров этого является изучение Украинского щита. Несмотря на многолетние исследования в сводке 1939 г., изданной Академией Наук СССР (Стратиграфия СССР, т. I), было опубликовано несколько совершенно различных схем стратиграфии и магматизма докембрия УССР. За 15 лет, истекшие после выхода в свет этого издания, были проведены новые исследования, на основании которых составлен еще ряд схем. В этом выпуске «Трудов» помещены две сводки новых материалов по докембрию Украинской ССР. Из них первая, написанная Н. П. Семенинко, отражает взгляды геологов, работающих в Академии наук УССР; вторая — статья Ю. Ир. Половинкиной — является сводкой работ ленинградских геологов. В статье А. П. Никольского предлагается новое решение некоторых важнейших вопросов геологии Кривого Рога. Хотя не все положения автора являются бесспорными, но обсуждение изложенных им наблюдений и выводов представляется весьма желательным в теоретическом и практическом отношениях. Эти три статьи продолжают серию региональных очерков областей докембрия, печатание которой начато в первом выпуске «Трудов».

В заметке Н. Н. Карлова приводятся новые данные о знаках ряби в овручских кварцитах.

В статье С. В. Обручева и Д. А. Великославинского изложены результаты обработки материалов исследований С. В. Обручева на северо-западном побережье Байкала. Кроме того, С. В. Обручев, на основании изучения тектоники Саяно-Байкальской складчатой области, дает в этой статье краткие выводы о зоне краевых разломов, отделяющей Сибирскую платформу от протерозойско-каледонской геосинклинали. Эти выводы заслуживают широкого обсуждения.

В примечании к работе А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой изложена точка зрения редакции на вопросы, затронутые авторами.

В статьях З. Г. Ушаковой и И. В. Сумина подняты очень интересные для петрологии и геологии Алданского щита вопросы — о чарнокитовых породах и о наличии протерозоя в западной части щита. Для оконча-

тельного решения этих сложных вопросов необходимы дальнейшие углубленные исследования чарнокитовых тел и детальное изучение зоны возможного развития протерозоя по окраине Алданского щита.

Весьма спорным остается также вопрос о происхождении тектитов. Хотя исследования М. Л. Яценко и Э. К. Герлинга дали возможность определить очень молодой, позднекайнозойский возраст тектитов, но по-прежнему нельзя окончательно установить, с какими процессами связано их образование.

Помещенные в настоящем выпуске «Трудов» работы имеют не только теоретическое значение, но важны и в практическом отношении, так как выяснение геологического строения и петрологии регионов докембрия позволит более надежно выделить перспективные в отношении полезных ископаемых районы и наметить направление поисково-разведочных работ.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

А. А. ПОЛКАНОВ

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ФОРМАЦИЙ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭРЫ

О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОЯ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ЛИТОЛОГИИ

1. Для целей стратиграфического расчленения геологи пользуются палеонтологическим методом, вспомогательными данными литологии и геологическим или, точнее, структурно-геологическим методом.

2. Нижняя граница палеозоя должна определяться, согласно принципам палеонтологической стратиграфии, прежде всего по ископаемым организмам. Этого требует само наименование «палезой».

В этом отношении в развернувшейся дискуссии между Н. С. Шатским (1952), с одной стороны, и Е. М. Люткевичем (1952) и Б. С. Соколовым (1952), с другой стороны, позиция Н. С. Шатского бесспорна и последовательна. Однако совершенно независимо от этого нельзя не обратить внимания на то, что нижняя граница палеозоя — нижнего кембрия — палеонтологически хорошо очерчивается только потому, что до сих пор не обнаружены отложения, содержащие остатки таких форм организмов, которые могли бы быть родоначальными, исходными для тех высокоорганизованных форм, которые так «внезапно» появляются в нижнем кембрии. Нет этих исходных форм и среди немногих известных органических остатков лежащего ниже протерозоя. Поэтому необходимо допустить, что будущие находки именно таких палеонтологических остатков в отложениях, подстилающих ныне известный нижний кембрий, могут сгладить считающуюся в настоящее время весьма четкой границу между нижним кембрием и ныне известным протерозоем, подобно тому как это наблюдается для границы между девонem и карбоном, карбоном и пермью и пр. Это — с одной стороны. С другой стороны, появление столь высокоорганизованных форм ископаемых в нижнем кембрии позволяет выдвинуть положение о том, что нижняя граница палеозоя в действительности должна лежать где-то ниже ныне известной нижней границы нижнего кембрия. Может быть в будущем даже окажется, что некоторые палеонтологически немые толщи, подстилающие нижний кембрий и относящиеся обычно к верхнему протерозою, являются в действительности палеозойскими, но не имеющими органических остатков.

вследствие, например, соответственно неблагоприятных фациальных особенностей осадконакопления.

3. Приведенное делает очевидным, что для расчленения геологических формаций, помимо принципа палеонтологической стратиграфии, иногда необходимо привлекать такие данные, которые могли бы быть полезными для поставленной задачи стратиграфии.

В соответствии с этим Н. С. Шатский (1952) приводит ряд важных данных, характеризующих литологическое различие и различие химического состава толщ осадочных пород протерозоя и палеозоя, указывающих на иные физико-химические условия осадконакопления и на иной характер протерозойской среды, в которой развивался органический мир. Сюда относятся образование в протерозое (и стратиграфически ниже) формаций джеспилитов—железистых кварцитов и формаций доломитов.

4. Факт приуроченности формаций джеспилитов—железистых кварцитов к докембрийским образованиям неоспорим и действительно типичен. Однако вопрос о распределении джеспилитов—железистых кварцитов в этих образованиях в действительности более сложен, чем это кажется на первый взгляд. Например, в Балтийском щите железистые кварциты приурочены почти исключительно к архею. В нижнем протерозое, в карельских образованиях, известны лишь незначительные массы железистых пород, а еще выше, в хогландии—иотнии и в толщах спарагмитов и в гиперборее, эти формации совсем не известны.

В Украинском кристаллическом щите и в Воронежско-Курской глыбе железистые кварциты и джеспилиты приурочены исключительно к архею, — если верно отнесение к архею, а не к нижнему протерозою, как это делалось раньше, широко известной криворожской свиты. В овручской свите, соответствующей хогландию—иотнию, эти породы отсутствуют.

Нет железистых пород и в торридонских отложениях и в сланцах мойн в Шотландии.

В Канадском щите железистые кварциты—джеспилиты приурочены к архею, гурону и формации анимики, которая подстилает формацию кьюиноу, параллелизуемую с иотнием и овручем. Ли Сы-гуан (1952) параллелизует железистые кварциты формации синия в Китае с формацией анимики в Канадском щите.

Приведенного достаточно, чтобы видеть, что если где-либо железистые кварциты—джеспилиты и встречаются в более молодых образованиях протерозоя и даже наблюдаются в нижнекембрийских отложениях М. Хингана на Дальнем Востоке, на что ссылается Н. С. Шатский (1952), то все же это не универсальная литологическая особенность, присущая протерозою. Вероятнее всего образование джеспилитовых толщ докембрия могло происходить только в соответственных фациальных условиях. Отсюда следует, что проведение границы между отложениями протерозоя и палеозоя по отсутствию и присутствию формаций джеспилитов возможно производить только для фациально подобных отложений, т. е. такое проведение границы может быть применимо в ограниченных определенным образом случаях. Да и то это применимо может быть не всегда, например если джеспилиты М. Хингана действительно относятся к нижнему кембрию.

Кроме того, если джеспилиты М. Хингана содержат нижнекембрийские формы, то это открытие может быть первым указанием на то,

что некоторые организмы нижнего кембрия действительно существовали в тех отложениях, которые было принято считать протерозоем, подстилавшим нижний кембрий. Вопрос этот требует специального внимания и детального изучения.

5. Еще сложнее вопрос о причинах приуроченности к протерозою мощных толщ доломитов. Здесь следует вспомнить о том, что до открытия (в начале девятисотых годов) в молодых образованиях первичных доломитов, образующихся в особых фациальных условиях, петрографы доказывали вторичное происхождение доломитов за счет известняков.

Школа петрографов Ван Хайза, Мида и Лизса объясняла давно установленную приуроченность доломитов к докембрию длительностью процессов метаморфизма, который привел к последовательному замещению известняков доломитами.

Здесь можно отметить, что аналогично этому наблюдается последовательное замещение песчаников кварцитами, начиная от молодых отложений к докембрийским. При этом в процессе образования кварцитов петрографически с большой ясностью можно проследить, как так называемые временные цементы песчаников — железистый, карбонатный, коллоидный SiO_2 — последовательно замещаются на постоянный кварцевый цемент кварцитов и происходит перекристаллизация пород в соответствующих кинетических условиях. Нередко одновременно с этим наблюдается нарастание аутигенного полевого шпата на первоначальные зерна последнего.

В настоящее время было бы, вероятно, неправильно занимать крайнюю позицию и считать, что древние доломиты являются исключительно вторичными по своему происхождению. Но, вероятно, не меньшей крайностью было бы считать, что все доломиты докембрия и нижнего палеозоя являются первичными по своему происхождению. Проблема происхождения доломитов древнейших формаций является сложной и требует еще углубленного геологического и петрологического изучения. Одно геохимическое изучение не в состоянии решить эту проблему полностью. В лучшем случае оно приведет к констатации закономерностей в их распределении по возрасту.

6. Таким образом, строго говоря, и литологические особенности толщ протерозоя и нижнего палеозоя, при всей их общей ценности, не в состоянии помочь уточнить желательным образом положение границы между этими отложениями.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ АРХЕИД И КАРЕЛИД

7. Методы стратиграфического расчленения по структурно-геологическим данным обычно применяются при изучении докембрийских образований. Но они могут применяться, и применяются, универсально, при изучении всей геологической истории земли, так как в основе изучаемых при этом явлений лежит развитие глубинных эндогенных процессов, происходящих в земной коре.

Как следствие развития этих глубинных эндогенных процессов возникает радиальная и тангенциальная кинематика земной коры, приводящая к появлению всех известных форм тектоники земной коры, к распределению морей и суши, а, следовательно, к распределению любых из возможных физико-географических и

физико-химических условий, при которых возникают как различные фации осадконакопления, так и разные условия существования и развития органического мира. Таким образом, основной причиной, контролирующей различные формы развития геологических и биологических процессов на земной поверхности, является кинематика земной коры, связанная с развитием эндогенных процессов земли.

Для решения наших задач остановимся на некоторых сторонах развития форм, типа и в особенности плана-узора структур — тектоники докембрия и палеозоя Балтийского щита.

8. В нижнем архее Балтийского щита (свиной, беломорская свита), помимо выраженной линейности в расположении субпараллельных складчатых структур, более детальными исследованиями установлено существование сложных узоров складчатых сооружений. Узор этих структур позволяет считать, что подобная тектоника свидетельствует о том, что даже в это отдаленное время при формировании складок существовали жесткие глыбы, которые как активные массы вызывали возникновение обтекающих складчатых структур в относительно пассивных, более мягких или размягченных при ультраметаморфизме и мигматизации архейских комплексах пород. Подобные структурные отношения известны по работам Н. Г. Судовикова в архее Беломорья, по работам М. А. Гиляровой в южной Карелии, а также по работам финских геологов в юго-западной Финляндии и шведских геологов в восточной Швеции. Не исключена возможность, что будущие детальные геологические исследования установят большую распространенность подобных структур. В сущности эти более жесткие глыбы играли ту же роль, что и срединные жесткие массы в других, более молодых, складчатых сооружениях. Различие заключается в том, что размеры этих архейских жестких масс относительно малы в сравнении с срединными массами молодых складчатых сооружений, во всяком случае для наблюдаемого ныне очень глубокого сечения сооружений архейд.

Из сказанного следует, что подобные тектонические формы нижнего архея позволяют различать стратиграфически более древние геологические комплексы, сохранившиеся в жестких глыбах, и более молодые геологические комплексы, которые, будучи более мягкими и пассивными, слагают обтекающие приспособленные структуры. В связи с этим выводом может быть задан вопрос: не возникли ли линейные субпараллельные складчатые структуры нижнего архея как соответственное приспособление также к активным, жестким, более древним массам, которые, однако, еще не могут быть распознаны геологическими исследованиями до настоящего времени?

Все, что мы знаем о более молодых складчатых сооружениях, говорит в пользу такого допущения, однако только дальнейшие углубленные структурно-геологические и петрологические исследования будут в состоянии дать ответ на этот чрезвычайно важный вопрос.

9. Верхнеархейские образования — готиды западной Швеции (Н. Магнусон), ладожская свита (по Н. Г. Судовикову) и формации докарельских кристаллических сланцев Карелии — обнаруживают все только что описанные отношения с большей ясностью. Так, почти меридионально простирающиеся готиды западной Швеции своими линейными субпараллельными структурами прилегают несогласно на востоке к почти широтным и отчасти линейным складчатым структурам нижнеархейских свеко-фенид. В последних вблизи с готидами наблюдаются вновь

приспособленные складчатые структуры, возникшие вследствие реоморфизма во время послеготского диастрофизма.

Ладожская свита (и, вероятно, принадлежащие сюда докарельские сланцы Карелии) имеет общее линейное северо-западное простирание, частично субпараллельное линейным складчатым структурам нижних архейд. Вместе с этим в южной части площади распространения ладожской формации заключены значительных размеров глыбы гранито-гнейсов нижнего архея, которые обтекаются сложным рисунком складчатых сооружений внутри самой свиты.

Вследствие того, что на площадях развития больших жестких масс и глыб нижнего архея не сохранилось формаций (или еще не выделено), одновременных готским или ладожским образованиям, геолог лишен возможности судить, какую роль играли эти жесткие массы и глыбы в общей структуре верхних архейд. До некоторой степени они могли бы играть роль срединных масс в верхнеархейских горных сооружениях или даже масс, уподобляющихся платформенным образованиям более молодых геологических структур. Такими геологическими особенностями, например, могла бы обладать в верхнеархейское время консолидированная масса горных сооружений свеко-фенид, располагающаяся между верхнеархейскими геосинклинальными сооружениями готид и ладогид, — если ладожская свита действительно относится к верхнему архею, а не к карельским образованиям, как это считают финские геологи Эскола (Eskola, 1927), Вейринен (1939) и другие. В таком случае это были бы впервые установленные и, может быть, впервые появляющиеся древнейшие геологические структуры, игравшие, повидимому, роль платформенных масс большого масштаба.

Значение описанных геологических структур для целей стратиграфического расчленения верхнего архея в этом случае выступает еще яснее, чем это было видно для нижнеархейских сооружений.

10. Карельские образования и карелиды, если не считать небольших сохранившихся участков этих формаций в южной Швеции, образуют в восточной части Балтийского щита пояс, тянувшийся с северо-запада на юго-восток через весь щит на протяжении более 1000 км при общей ширине не менее 500 км. В этом поясе развиты как линейные субпараллельные складчатые структуры карелид, прослеживающиеся на большом протяжении, так и сложные рисунки складок, обтекающих и мелкие глыбы и глыбы архейд значительных размеров. Здесь уже можно с известной уверенностью говорить, что часть таких обтекаемых глыб, расположенных среди общего пояса карелид, играла роль срединных масс, на которых сохранились карельские осадочные образования эпиконтинентального характера, сложенные в простые складки юрского типа. Примером может служить архейская срединная масса или глыба, расположенная в центральной Карелии, с развитыми на ее поверхности эпиконтинентальными фациями осадочных формаций и простыми складчатыми структурами (юрского типа).

Взаимоотношение плана-узора складчатых структур карелид с планом-узором складчатых структур архейд и в этом случае двоякое. В значительной части наблюдается субпараллельное положение первых по отношению к последним, а в других случаях явное несогласие в плане структур. В этом последнем случае в архейской жесткой массе, кроме того, отмечается развитие новых структур вблизи складчатых сооружений карелид, приспособленных к более молодым сооружениям. Примером подобных отношений являются структурные взаи-

моотношения пояса карелид со структурами архея беломорской свиты (исследования Н. Г. Судовикова).

Возникает вопрос: что представляли собой в структурно-геологическом отношении массы архейд, расположенные на северо-восток и на юго-запад от рассмотренного общего пояса карелид? Если готиды Швеции относятся действительно к сооружениям верхнего архея, как это считает Магнусон, а не к сооружениям карелид, как это предполагает Баклунд, то вся обширная часть Балтийского щита, расположенная на юго-запад от рассматриваемого пояса карелид, представляла собой единую или почти единую жесткую массу. Отсутствие (или почти полное отсутствие), вследствие глубокой эрозии, остатков карельской формации на этой огромной территории не позволяет судить, к какому структурно-геологическому типу относилась эта область в карельскую эпоху. Однако ее масштаб и глубокая эрозия, свидетельствующая о тенденции преобладающего поднятия, позволяют в ней усмотреть тип кинематики, а, следовательно, и ее структурно-геологические особенности, свойственные платформам или даже щитам. В таком случае платформа или щит были здесь заложены и начали формироваться еще в верхнеархейское время (см. п. 9) и продолжали увеличиваться в размерах в предкарельское время, когда консолидированные готиды и ладогиды составили единое целое с нижнеархейским ядром свеко-фенид.

11. Все рассмотренное позволяет видеть, что на территории Балтийского щита уже в архейское и нижнепротерозойское время происходило формирование увеличивающихся в своих размерах жестких глыб, приобретающих структурное значение срединных масс и затем платформенных образований. В последних, возможно, происходило даже обособление щитовых масс как участков земной коры, имеющих неуклонную тенденцию к преобладающему поднятию, начиная с верхнего архея.

Эти структурно-геологические особенности, намечающиеся для Балтийского щита, можно усмотреть для Канадского и, вероятно, для других щитов; они позволяют согласиться с Н. М. Синицыным, высказавшим в работе о тектонике докембрия соображение о том, что следует пересмотреть известную концепцию единой, недифференцированной архей—нижнепротерозойской геосинклинали — пангеосинклинали, нашедшую отражение в трудах В. В. Белоусова, Д. В. Наливкина, Е. В. Павловского, А. В. Пейве, В. М. Синицына, Н. С. Шатского и других советских геологов. В пользу этого соображения говорят и другие данные, приводимые нами далее.

В развитии складчатых структур архея и нижнего протерозоя усматривается явное приспособление их плана-узора к малым и большим жестким массам. В свою очередь, вследствие кинематики и реоморфизма, протекавшего в древнейших жестких глыбах, происходило частичное развитие вторичных приспособленных структур. Некоторые геологи приписывают этим процессам большие масштабы и значение. В настоящее время вряд ли можно считать это вполне доказанным. Вероятно, правильнее допустить известную ограниченность этих процессов, зависящую главным образом от глубинности и типа кинематики земной коры.

Устанавливаются два типа взаимоотношений плана-узора складчатых структур более древних и более молодых горных сооружений. Первый тип характеризуется субпараллельным развитием молодых складчатых структур по отношению к более древним складчатым сооружениям. При линейном развитии складок при этом возникает

общий план-узор субпараллельной тектоники. В подобных случаях стратиграфическое расчленение древнейших формаций является затруднительным и должно основываться на других вспомогательных данных — перерывы в отложениях, базальные слои и конгломераты, угловые несогласия, магматическая деятельность и пр. Второму типу присуще отсутствие субпараллелизма древних и молодых складчатых структур, выражающееся в их несогласном отношении. Оба эти типа взаимоотношений имеют место и в молодых складчатых системах, начиная от каледонид. Классическим примером субпараллелизма развития складчатых структур различных эпох орогена является материк Австралии с Новой Зеландией, где, судя по работе Хесса (1939), поясы офиолитов располагаются субпараллельно для складчатых сооружений докембрия, каледонид, герцинид и альпинид.

Отсюда становится очевидным, что тип несогласного взаимоотношения складчатых структур для стратиграфического расчленения докембрийских образований имеет первенствующее значение. Этот тип взаимоотношений позволяет намечать бесспорное расчленение докембрия на большие стратиграфические комплексы, состоящие из групп геологических систем.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ АРХЕИД И КАРЕЛИД С БОЛЕЕ МОЛОДЫМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СООРУЖЕНИЯМИ

12. Если перейти к рассмотрению структурно-геологических взаимоотношений между археидами и карелидами, с одной стороны, и между более молодыми отложениями хогландия—иотния, спарагмитов—гиперборея и нижним палеозоем Балтийского щита и его обрамления, с другой стороны, то здесь выступают, кроме некоторых сходных с рассмотренными типами взаимоотношений, и новые черты, имеющие для поставленной нами задачи важное значение.

Обобщая ранее сказанное, следует прежде всего отметить, что план-узор складчатых сооружений археид и карелид имеет общее меридиональное простирание в западной Швеции и общее северо-западное простирание во всей восточной части Балтийского щита. Только в юго-восточной Швеции и в южной Финляндии складчатые структуры археид (свеко-фенид) имеют общее почти широтное простирание. Кроме того, следует подчеркнуть, что все эти складчатые сооружения были консолидированы при глубоком метаморфизме для археид и частично при менее глубоком метаморфизме для карелид. Лишь после глубокой эрозии сооружений археид и карелид на их глубокое основание отложились формации хогландия—иотния, сохранившиеся теперь исключительно на южной окраине Балтийского щита и в горной Скандинавии, затем формация спарагмитов—гиперборея, а затем отложения кембрия, силура и т. д.

13. Сохранившиеся на южной окраине Балтийского щита отложения хогландия—иотния представлены типичными платформенными отложениями мощностью 1000—2000 м (Далекарлия, Прионежье) и многочисленными экструзиями и интрузиями основной и кислой магмы, к которым принадлежит и первой величины массив выборгского рапакиви (хогландий).

На геологической карте каледонской горной цепи Скандинавии Седерхольм (Sederholm, 1932) выделяет только один участок хогландия—

иотния, сложенный порфирами и гранитами. Однако в разрезах докембрийских осадочных формаций каледонид, приводимых Хольтедалем (Holtedahl u. Bailey, 1938) для Финмаркена, центрального Иемтланда, области Миосен (и даже на Шпицбергене и в восточной Гренландии), под толщами спарагмитов с тиллитовыми горизонтами, отлагавшимися при суровых климатических условиях, располагаются отложения, содержащие кварциты, глинистые сланцы и доломиты с строматолитами, т. е. формации, образовавшиеся и отлагавшиеся при иных — мягких климатических условиях. Толщи эти отделены иногда несогласием от формаций, содержащих тиллиты (спарагмиты). Корреляция этих отложений с другими известными формациями до сих пор еще не сделана. Естественно задать вопрос: а не могли ли эти толщи стратиграфически быть эквивалентами платформенных хогландия—иотния, отлагавшимися, однако, в той более подвижной зоне, которая впоследствии сделалась геосинклиналью (грампианской)? Только будущие специальные исследования смогут дать ответ на этот вопрос.

На юго-западном продолжении каледонид в Шотландии известны торридонские отложения, считающиеся эквивалентами иотния—хогландия. Торридон располагается на северо-западной границе (форланде) между геосинклинальным трогом и глубоко эродированной глыбой архейд. Если правильна параллелизация этих отложений с отложениями хогландия—иотния, то, вероятно, в соответствии с таким геологическим положением три отдела торридона, разделенные, кроме того, перерывами, обладают общей мощностью около 6500 м. Вся эта толща мало дислоцирована и подверглась глубокой эрозии перед отложением нижнего кембрия.

На юго-восточном форланде каледонид Шотландии сохранились уриконские отложения, содержащие сланцы и экструзии риолитов, аналогичные порфирам хогландия—иотния Даля в Скандинавии.

Следует, однако, указать, что Кеннеди (Kennedy, 1951), пересматривая проблему торридонских отложений и формаций сланцев мойн, пришел к заключению, на основании петрохимических данных, что их надлежит коррелировать с западной и восточной фациями более молодой формации спарагмитов Норвегии, а не с хогландием—иотнием, как это делалось ранее. Если эти выводы правильны, то можно считать, что в каледонидах Шотландии еще не обнаружено достоверных эквивалентов хогландия—иотния. Но не исключена возможность, что нижний отдел торридона, равно как и уриконские отложения, которые фациально сходны с отложениями хогландия—иотния, являются все же их стратиграфическими эквивалентами. Тогда только средний и верхний торридон, действительно фациально отличающиеся от иотния и сходные с спарагмитами, могут принадлежать к неметаморфизованной фации осадков спарагмитовой толщи (метаморфизованной формации сланцев мойн).

При таком решении вопроса сохранившиеся остатки нижнего торридона имеют мощность около 2300 м (мощность уриконских отложений не указана).

Таким образом, в восточной части Балтийского щита хогландий—иотний приурочен к платформе, а в западной части щита и в Шотландии — к геосинклинальной зоне, — если осадочные формации, подстилающие спарагмиты горной Скандинавии, а также нижний торридон и урикон, действительно являются их эквивалентами. В таком случае здесь их мощность несколько больше, чем в области платформы.

При отрицательном решении последнего вопроса надо признать, что в геосинклинальной зоне каледонид до сих пор не было обнаружено отложений, эквивалентных хогландию—иотнию, за исключением упомянутого ранее выхода в горной Скандинавии.

14. Платформенные образования хогландия—иотния следует делить на два структурных яруса: верхний — структурный ярус осадочных формаций, экстрюзий кислых и основных лав и основных и кислых интрузий, в них размещенных, и нижний — интрузии основной магмы и огромных масс рапакиви гранитов, размещенных в архейском основании. Формации обоих этих ярусов образуют один общий и главный пояс, охватывающий дугой южную окраину Балтийского щита от восточной Карелии до горной Скандинавии.

Намечается и другой пояс, почти меридионального простирания, расположенный в восточной части Скандинавии и представленный главным образом интрузивными образованиями нижнего структурного яруса. Я уже отмечал, что такая приуроченность пояса образований нижнего и верхнего структурных ярусов хогландия—иотния к южной окраине Балтийского щита является неслучайной; она намечает собой уже в эту эпоху границу двух различных геологических областей. В настоящее время К. О. Кратцу удалось доказать, что восточнее Онежского озера эта граница обусловлена флексурным опусканием южной области Русской платформы, которое сопровождалось флексурными расколами и интрузиями основной магмы. Дальнейшее рассмотрение геологических данных позволяет теперь считать, что в эпоху хогландия—иотния образовалась большая флексура, приуроченная к южной окраине Балтийского щита. Можно также предполагать, что в Швеции эта флексура меняет свое простирание с восток-северо-восточного на северо-западное, продолжаясь здесь до горной Скандинавии.

Флексурный перегиб обусловил образование флексурных расколов растяжения, как это доказал К. О. Кратц, и пологих флексурных поверхностей скалывания и скольжения. По первым происходило поднятие основной и кислой магмы из глубин, а по вторым ее размещение в виде силлов в осадках верхнего структурного яруса иотния или в виде пластинообразных полого залегающих интрузий основной и кислой магмы, в том числе и рапакиви гранитов Выборгского массива, массивы которых расположены главным образом в нижнем структурном ярусе хогландия—иотния (т. е. в архее).

Таким образом большая хогландско-иотнийская флексура обусловила появление новой структурно-геологической формы, направление которой пересекает в южной части Балтийского щита все структурные направления архенд и карелид. Геологическое значение возникшей в эту эпоху такой радиальной кинематики подчеркивается проявлением огромной магматической интрузивной и экстрюзивной деятельности, приуроченной главным образом к поясу флексуры. Кроме всего этого, на протяжении флексурного пояса отмечаются перемежающиеся тектонические депрессии (синеклизы) и тектонические поднятия (антиклизы). К главным пологим депрессиям относятся онежская, ладожская, западнофинляндская и далекарлийская (Швеция). В связи с возникновением этих депрессий и поднятий возникли и глубокие расколы, сопровождавшиеся поднятием главным образом основной магмы. Сюда, вероятно, относится ранее упомянутый, почти меридиональный пояс малых интрузий средней Швеции.

15. Обратимся к формации спарагмитов, к гиперборею и к нижнему палеозою. Толщи формации спарагмитов, эквивалентные им отложения гиперборея на севере Балтийского щита и, наконец, по Кеннеди, эквивалентные им торридон (или только его средний и верхний отделы мощностью около 4200 м) и мощная формация сланцев мойн Шотландии приурочены к главной грампинанской геосинклинали и ее восточной ветви.

Геосинклинальные отложения кембрия, ордовика и силура приурочены только к главному грампинанскому трогу Скандинавии и достоверно еще не известны в его восточной ветви. Нижний кембрий отделяется перерывом от толщ спарагмитов или их эквивалентов. Дислокации и метаморфизм всей совокупности этих отложений происходили в эпоху каледонского диастрофизма, вместе с дислокациями и метаморфизмом нижнего палеозоя той же геосинклинали. План-узор складчатых сооружений главной цепи и восточной ветви каледонид Балтийского щита срезает на всем своем протяжении несогласно план-узор складчатых сооружений археид и карелид, располагающихся на юго-востоке.

16. На территории Русской платформы до самого недавнего времени не было известно отложений, эквивалентных формации спарагмитов—гиперборея каледонид Скандинавии.

Огромной заслугой советских геологов после Великой Отечественной войны было выделение, по данным бурения, слоев, которые, являясь типичными платформенными образованиями, относятся к эквивалентам формации спарагмитов. Это ламинаритовые и гдовские слои, слагающие валдайский (вендский) комплекс Б. С. Соколова (1952), подстилающий нижний кембрий и вместе с ним оконтуривающий южный и восточный склоны Балтийского щита. Присутствие в породах этого комплекса полевого шпата (аркозы) или образований типа ленточных (тонкослойных) глин указывает на суровые климатические условия осадконакопления, т. е. на сходство с физико-географическими условиями образования спарагмитов. Скважина в районе Орши, по Б. С. Соколову, показала налегание валдайского комплекса на отложения овруча (= иотний). Предположение Е. М. Лютевича (1952) о том, что шокшинские кварциты являются выходящими по восстанию слоями валдайского и редкинских комплексов, нельзя считать правильным как по причине упомянутого взаимоотношения в районе Орши, так и потому, что неодинаковость минералогического состава шокшинских и валдайских слоев указывает на совсем различные климатические условия, при которых происходили выветривание, перенос и осадконакопление в эти различные эпохи. В настоящее время установлено, что валдайский комплекс имеет широкое распространение на Русской платформе и мощность его достигает 800 м в московской синеклизе.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Приведенные данные позволяют высказать следующие выводы.

а) Методом палеонтологической стратиграфии и вспомогательными данными литологии в настоящее время нет возможности наметить точное положение нижней границы палеозоя (нижнего кембрия).

б) Структурно-геологический принцип (= метод) стратиграфического расчленения дает возможность подразделять сооружения археид и карелид Балтийского щита на крупные стратиграфические

единицы, может быть охватывающие в некоторых случаях группы геологических систем. Для задач стратиграфического расчленения докембрия этот метод имеет важнейшее значение.

Кроме того, структурно-геологическое расчленение позволяет выделять не только в сооружениях карелид, но и в верхних архендах подвижные зоны геосинклиналей и жесткие глыбы, играющие роль малых и больших срединных масс, затем формирующихся платформ и, может быть, щитов. Отсюда следует, что выдвигаемое многими советскими геологами положение об архейско-нижнепротерозойской пангеосинклинали должно быть критически пересмотрено.

в) Равным образом структурно-геологический метод применим и для стратиграфического расчленения более молодых формаций.

г) Структурно-геологические взаимоотношения архенд и карелид, с одной стороны, и хогландия-иотния, спарагмитов—гиперборея и нижнего палеозоя, с другой стороны, показывают, что после формирования и консолидации архенд и карелид область их развития в Балтийском щите и на Русской платформе подверглась очень глубокой эрозии.

д) В эпохи отложения хогландия—иотния—доспарагмитовых слоев, спарагмитов—гиперборея—валдайского комплекса и затем кембрия, сила в глубоко эродированном кристаллическом основании происходили новые движения, вызванные проявлением по-новому направленных эндогенных процессов. В начале этих длительных эпох в кристаллическом основании возникли более подвижная зона, будущая грампианская геосинклиналь, и расположенная восточнее ее обширная, менее подвижная область—будущие Русская платформа и Балтийский щит.

е) На территории более подвижной зоны вслед за доспарагмитовыми слоями и нижним торридоном Скандинавии и Шотландии (эквиваленты хогландия—иотния?) отлагались формации спарагмитов—гиперборея—торридона—сланцев мойн и, наконец, осадки нижнего палеозоя грампианской геосинклинали и ее восточной ветви.

В каледонскую эпоху диастрофизма вся совокупность этих формаций образовала единый структурно-геологический комплекс каледонид Шотландии, Скандинавии и восточной ветви.

ж) На территории менее подвижной области в эпоху хогландия—иотния в кристаллическом основании возникла (впервые!) большая радиальная флексура, разделившая эту обширную область на расположенный на севере Балтийский кристаллический щит и простирающуюся на юге Русскую платформу.

По касательной большой флексуры длительное время (хогландий—иотний) возникали флексурные расколы растяжения и пологие поверхности флексурных скольжений. Первые из них послужили путями главным образом поднятия основной и кислой магмы, вторые путями преимущественно размещения огромных интрузивных масс основной и кислой магмы. Огромные массы основной и главным образом кислой магмы образовали экстрозивные тела.

Таким образом, именно в эту эпоху возник впервые пологий склон кристаллического фундамента, о котором для палеозоя давно говорил А. Д. Архангельский (1941). Но в этом пологом, теперь назовем, флексурном склоне возникали с самого начала глубокие разрывы, служившие путями поднятия магмы и границами перемещений, о чем для более молодых эпох еще раньше указывал А. П. Карпинский.

Выводы обоих мыслителей были по существу совершенно правильными, и современному и будущему исследователям предстоит точнее выяснить распределение обоих процессов во времени и пространстве.

з) Возникшие новые кинематика и структурно-геологическая форма — большая флексура, огибающая Балтийского кристаллического щита, пересекают все более древние структурные элементы архенд и карелид и становятся постоянными для более молодых эпох отложения платформенных формаций валдайского комплекса, кембрия, силура и даже девона, осадки которых всегда накапливались южнее флексурного перегиба с постепенным отступанием их северной границы на юг.

Новые типы кинематики и структурно-геологической формы сделались здесь постоянными и для всего нижнего палеозоя, создавая, таким образом, единый структурно-геологический комплекс, начинающийся хогландием—иотнием.

Попутно отметим, что даже в четвертичное время нулевая изобазы литоринового и анцилового изостатических колебаний земной коры располагается субпараллельно этой древней структурно-геологической границе. Так велико геологическое значение проявившегося нового типа кинематики земной коры этой части Русской платформы и Балтийского щита.

и) Доспарагмитовые нижнеторридонские слои и сланцы мойн, спарагмиты—гиперборей и, наконец, отложения нижнего палеозоя гампианской геосинклинали, равно как хогландий—иотний, валдайские слои и отложения нижнего палеозоя платформы представляют структурно-геологически единые большие комплексы. Их распределение на поверхности кристаллического основания и их природа обусловлены по-новому направленными эндогенными процессами и кинематикой, возникшими в эпоху хогландия—иотния и завершившимися в каледонскую эпоху диастрофизма Скандинавии, в основном на границе нижнего и верхнего палеозоя.

к) Таким образом возникает структурно-геологическое обоснование для объединения всей этой группы систем в одну крупную единицу. Верхние стратиграфические ее члены, палеонтологически охарактеризованные, принадлежат «нижнему» палеозою — кембрию и силуру.

В нижней группе систем палеонтологические остатки почти не обнаруживаются. Они, вероятно, отсутствуют, отчасти вследствие фациально неблагоприятных условий для существования организмов (хогландий, иотний, спарагмиты, валдайские слои) или из-за неблагоприятных условий для последующего их сохранения (метаморфизм).

Для верхней группы систем присвоено наименование «нижний палеозой». Истинная нижняя граница этой группы систем не известна. На этом основании, а также на основании положения о том, что организмы, от которых произошла высокоорганизованная фауна нижнего кембрия, уже существовали в подстилающих ныне палеонтологически немых отложениях, следует именовать эту группу систем эопалеозойской, чтобы отметить, что в ней существовали и развивались организмы нижнего палеозоя.

Следовательно, для Балтийского щита и Русской платформы единая структурно-геологическая часть палеозойской эры, завершившейся образованием каледонид, должна делиться на две группы: эопалеозойскую группу систем, начинав-

шуюся во всяком случае с формации спарагмитов—гиперборея, валдайского комплекса или даже с отложения хогландия—иотния, и на нижнепалеозойскую группу систем с не установленной нижней границей, лежащей во всяком случае ниже нижнего кембрия. В этом отношении представляет исключительный интерес и заслуживает специального исследования содержащая джеспилиты формация М. Хингана с остатками организмов нижнего кембрия.

л) Последующее углубленное изучение вопроса о нижней границе и внутреннем расчленении палеозойской эры как в пределах Балтийского щита и Русской платформы, так и в других областях может оказаться плодотворным для правильного понимания той еще мало освещенной и важнейшей части геологической истории земли, которая обнимает промежуток времени от эпохи хогландия—иотния до нижнего кембрия.

Л и т е р а т у р а

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гос. Н.-т. изд-во нефт. и горн.-топл. лит., М.—Л., 1941.
- Вейринен Х. О тектонике Карельской зоны. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. II, М., 1939.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. Перевод В. М. Криштафович, изд-во иностр. лит., М., 1952.
- Люткевич Е. М. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Хесс Г. Островные дуги аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита. (К проблеме офиолитов). Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. II, М., 1939.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Eskola P. Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschr. Min. Krist., Bd. II, 1927.
- Holte dahl O. und E. B. Bailey. Northwestern Europe Caledonides. Reg. Geol. d. Erde, Bd. 2, 1938.
- Kennedy W. Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation. Geol. Mag., vol. 88, № 4, 1951.
- Sederholm I. I. On the geology of Fennoscandia. Bull. Comm. Géol. de Finlande, № 98, 1932.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Н. П. СЕМЕНЕНКО

ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОЙ ССР

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

На протяжении XIX в. и в начале XX в. до Октябрьской революции исследования украинского докембрия производились главным образом профессорами Харьковского, Киевского и Одесского университетов, Днепропетровского горного института и геологами Геологического комитета.

Эти исследования дооктябрьского периода не дали достаточно детального представления о геологии кристаллического щита, составе слагающих его пород, стратиграфии, тектонике и геологической истории. Наряду с описанием пород, слагающих отдельные участки кристаллического щита, был затронут ряд теоретических вопросов, в частности вопрос о генезисе гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов. Некоторые исследователи рассматривали гранито-гнейсы как первичную земную кору, или как продукт остывания первичного земного субстрата, или как подкоровые продукты нарастания первичной земной коры (П. П. Пятницкий). Высказывались также чисто непутистические предположения об отложении гранито-гнейсов в первичном океане (А. В. Гуров).

К. М. Феофилактовым, И. В. Лучицким, И. А. Морозевичем, В. Е. Тарасенко были изучены разновозрастные интрузивные образования кристаллического щита — граниты, рапакиви, габбро-лабрадориты, щелочные породы Приазовья и др. Исследование мраморов в гранито-гнейсовой толще по рекам Тетереву и Бугу установило осадочный генезис последних. Эти парагнейсы были выделены в самостоятельную тетерево-бугскую свиту.

Широкие систематические исследования докембрия Украинского кристаллического щита¹ начались после Великой Октябрьской социалистической революции. Были созданы Украинский геологический комитет (позднее реорганизованный в Украинское геологическое управление), Научно-исследовательский институт геологии Украинской академии наук, геологические институты при Харьковском и Днепропетровском университетах, геолого-разведочные факультеты при Днепро-

¹ Автор придерживается термина «Украинский кристаллический массив». В связи с тем, что для всех изданий Лаборатории геологии докембрия принят термин «Украинский щит» (см. стр. 8 вып. 1 «Трудов»), мы ввели соответственные изменения в тексте статьи. — *Прим. ред.*



Рис. 1. Схема структуры Украинского щита. Составил Н. П. Семененко, 1950 г.

1 — бугская зона пироксено-плагноклазовых гнейсов и бугитового интрузивного комплекса; 2 — зона кордиерито-гранатовых гнейсов и чудновско-бердичевского комплекса гранитов; 3 — днепровская зона северо-западных структур (гнейсов и интрузивного комплекса плагноклазовых гранитов); 4 — приазовская зона северо-западных складчатых структур; 5 — субмеридиональные складчатые зоны гнейсов и ингулецко-кировоградского гранитного комплекса; 6 — складчатые пояса развития серии метабазитов и саксаганской серии кристаллических сланцев (Саксаганско-ингулецкий, Бузулукский и Орехово-Павлоградский синклиналии); 7 — складчатая зона развития овручской серии кварцитов и пиррофилитовых сланцев; 8 — волынская субширотная складчатая зона развития гнейсов интрузивного комплекса оснических гранитов и клессовитов; 9 — зоны наложенных субширотных смятий и интрузий токовских, днепровских и боковянских гранитных комплексов; 10 — массивы габбро; 11 — массивы коростеньских гранитов и рапакиви; 12 — массив щелочного комплекса Приазовья.

петровском горном институте; кроме того, велись работы другими геолого-разведочными организациями, Криворожским геолого-разведочным трестом, Институтом минерального сырья и др.

В связи с геологическими съемками был составлен ряд геологических карт докембрия для отдельных участков кристаллического щита.

В послевоенный период геолого-петрографическими и геофизическими исследованиями Украинской академии наук был охвачен ряд участков кристаллического щита и составлены карты центральной и северной его частей. Эти работы позволили вскрыть состав и строение кристаллического щита на водораздельных пространствах.

В результате геолого-петрографических исследований ряда геологов в настоящее время освещен состав залегающих свит и установлены

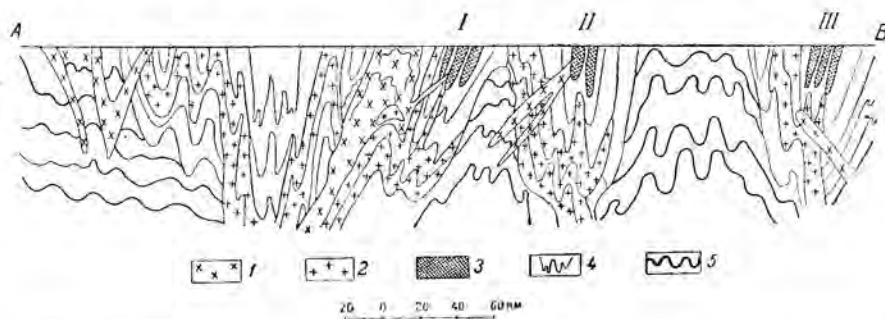


Рис. 2. Схематический структурный разрез Украинского щита. Составил Н. П. Семененко, 1950.

1 — интрузивный комплекс боковянских и днепровских гранитов; 2 — ингулецко-кировоградский интрузивный комплекс; 3 — саксаганская серия кристаллических сланцев и серия метабазитов; 4 — субмеридиональные складчатые зоны гнейсов и мигматитов; 5 — интрузивные и гнейсовые комплексы северо-западных «бугских» и складчатых структур.

основные магматические комплексы, принимающие участие в строении кристаллического щита. На основе этих работ было создано несколько различных стратиграфических схем, а именно схемы Д. Н. Соболева, В. И. Лучицкого, Ю. Ир. Половинкиной, П. П. Пятницкого, Л. Г. Ткачука и других. Все эти схемы основывались на возрастных соотношениях пород отдельных регионов кристаллического щита; впоследствии, по мере более детальных наблюдений, они сменяли одна другую.

В последние годы нами была составлена новая схема структуры кристаллического щита, пространственного распределения слагающих пород и геологической истории его формирования (рис. 1 и 2). В связи с изучением Криворожского бассейна исследована структура его рудных полей, разработана стратиграфия криворожской толщи. Большие работы проведены также по изучению пегматитов кристаллического массива.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении Украинского кристаллического щита, как установлено исследованиями, принимают участие разнообразные комплексы метаморфических пород и многочисленные магматические комплексы.

Возрастные соотношения пород, слагающих кристаллический щит, представлены нами на стратиграфической схеме (см. стр. 26—27).

Схема стратиграфии Украинского кристаллического щита

(Составлена Н. П. Семененко, 1949)

Эра	Складчатая система	Серия и комплекс	Осадочно-метаморфические и магматические породы
Палеозой	Плутоны, связанные с разломами	Приазовский щелочный комплекс пятого интрузивного цикла	Дайковый комплекс. Щелочные породы Приазовья <i>Большой перерыв</i>
Верхний протерозой (?)	Плутоны, связанные с разломами	Коростеньский интрузивный комплекс четвертого интрузивного цикла	Габбро, коростеньские граниты и рапакиви <i>Большой перерыв</i>
Протерозой	Волынская субширотная складчатость северо-восточного прогибания	Днепро-Донецко-Токовско-Боковьянский комплекс третьего интрузивного цикла. Овручская серия	Дайки базальта и диабазы Красные порфировидные и аплитовидные граниты и связанные с ними монзониты Днепровских, Токовских, Верблюжских, Боковьянских и Осницких массивов Комплекс кварцитов, филлитовых и пироксилитовых сланцев <i>Большой перерыв</i>
Верхний архей	Саксаганская складчатость субмеридионального простирания	Ингулецко-Кировоградский интрузивный комплекс второго интрузивного цикла	Ингулецкий интрузивный комплекс, порфировидные кировоградские граниты и серые мелкозернистые житомирско-ингулецкие граниты
		Саксаганская железорудная серия	3. Верхнесланцевый отдел: сланцы и гнейсы с прослоями графитовых и углистых сланцев, кварцитов и редких мраморов <i>Перерыв</i> 2. Средний железорудный отдел: переслаивающиеся горизонты железистых роговиков и сланцев 1. Нижний аркозо-филлитовый отдел: аркозовые песчаники, кварциты, филлиты и слюдяные сланцы и верхний горизонт тальково-магнезитовых и актинодитовых сланцев <i>Перерыв</i>

Схема (продолжение)

Эра	Складчатая система	Серия и комплекс	Осадочно-метаморфические и магматические породы
		Серия метабазитов	Основные эффузивы (метабазиты) <i>Перерыв</i>
		Ингуло-ингулецкая гнейсовая серия	Биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы рек Саксагани и Бузулука. Биотитовые, биотито-пироксеновые и гранатовые гнейсы рек Ингульца и Ингула <i>Большой перерыв</i>
Нижний архей	Бугская складчатость северо-западного прости- рания	Бугско-подольские интрузивные комплексы первого интрузивного цикла	Чарнокито-монцониты, чудновско-бердичевские граниты, кремenchугские плагиоклазовые граниты, звенигородские гранодиориты
		Бугско-днепровская гнейсовая серия	2. Хощеватско-завальевский комплекс: а) мраморы с прослоями марганцевых фаций, б) графитовые биотитовые гнейсы с прослоями кварцита, в) железисто-силикатные кварциты, силлиманито-биотитовые гнейсы; ультрабазиты и метабазиты (древние эффузивы) 1. Побугский комплекс пироксено-плагиоклазовых и биотитовых гнейсов с прослоями мраморов, биотито-гранато-кордиеритовые гнейсы рр. Буга, Гнилопяти и др.; биотито-амфиболовые плагиоклазовые гнейсы р. Днепра

Нижний архей. К самым древним толщам относятся биотитовые и пироксено-плагиоклазовые гнейсы по р. Бугу, биотито-гранато-кордиеритовые гнейсы и их мигматиты по рекам Бугу, Днестру, Гнилопяти и биотито-амфиболовые плагиоклазовые гнейсы р. Днепра; все эти породы слагают складчатые системы северо-западного прости-
рания по рекам Бугу и Днепру, прорываемые интрузивными образованиями. Возрастные отношения между ними не установлены.

На Побужье можно выделить как верхнюю часть этой древней толщи хощеватско-завальевский комплекс, залегающий на пироксено-плагиоклазовых гнейсах. Он наблюдается в ряде синклинальных складок; его можно расчленить на следующие толщи (начиная снизу):

1) биотитовые и силлиманитовые гнейсы с прослоями железистосиликатных кварцитов и с пластовыми телами ультрабазитов и метабазитов, являющихся древними эффузивами;

2) графитовые гнейсы;

3) мраморы с прослоями, обогащенными марганцем.

В пироксено-плагиоклазовые гнейсы внедрены породы чарнокито-монцитового интрузивного комплекса, включающие в виде ксенолитов ультрабазиты.

В кордиерито-гранатовые гнейсы в Винницкой области внедрены чудновско-бердичевские граниты, а в гнейсы по Днепру — кременчугские плагиоклазовые граниты, аналогами которых являются звенигородские плагиограниты.

Верхний архей. Комплекс биотито-плагиоклазовых гнейсов и плагиоклазовых гранитов в средней части Украинского щита деформирован и перекрыт или замещен более молодыми субмеридиональными структурами и связанными с ними серыми гранитами и еще более молодыми красными гранитами. Этим субмеридиональным структурам подчинены железорудные формации Кривого Рога, Кременчугской магнитной аномалии и многочисленных аномалий по правобережью р. Днепра.

По р. Ингульцу и р. Желтой установлено, что серые ингулецкие граниты магматизируют сланцы и роговики железорудной формации и метабазиты и захватывают их в виде ксенолитов. В свою очередь они рассекаются еще более молодыми красными гранитами.

Л. Г. Ткачук установил, что чарнокито-монцитовый комплекс Побужья рассекается кировоградскими гранитами, внедрение которых связано с формированием субмеридиональных складчатых зон. Ю. Ю. Юрк установил более молодой возраст уманских гранитов по сравнению с чарнокито-монцитами.

Еще недавно предполагали, что после отложения железистых роговиков и сланцев Кривого Рога не было гранитных интрузий, однако нашими исследованиями установлено, что криворожская толща была дважды интродуцирована гранитами. Ингулеcko-кировоградский интрузивный комплекс, при формировании субмеридиональных складчатых структур, внедрен в сланцы саксаганской железорудной формации, в метабазиты и гнейсы Ингуло-Ингулецкого водораздела; кроме того, эти толщи также прорваны красными днепровскими, токовскими и другими гранитами, связанными с поперечными дислокациями.

В большинстве предложенных схем саксаганская железорудная формация отнесена к протерозою и только в последней схеме П. П. Пятницкого она включена в архей. В свете новых данных необходимо либо ингулецкий интрузивный комплекс отнести к протерозою, либо саксаганскую железорудную формацию считать архейской. Если определение абсолютного возраста более молодых красных гранитов считать правильным, то саксаганскую железорудную формацию надо относить к верхнему архею.

Соотношение саксаганской железорудной формации с подстилающими и прикрывающими ее свитами следующее. На серии биотитовых и биотито-гранатовых и пироксеновых гнейсов р. Ингульца, р. Бузулука и Ингуло-Ингулецкого водораздела, подчиняющихся субмеридиональным складчатым структурам, залегает серия метабазитов, мощностью 1—3 км, которая представляет эффузии древних основных пород. Эта серия метабазитов подстилает железорудные формации и распространена в субмеридиональных складчатых структурах в Криворожском

районе, по р. Бузулуку и в других районах. На размытой поверхности зеленокаменных пород в Кривом Роге залегает нижний песчано-сланцевый (аркозо-филлитовый) отдел саксаганской серии, заканчивающийся тальковым горизонтом, возможно представляющим метаморфизованные ультраосновные вулканические породы. Выше залегает средний железорудный отдел саксаганской свиты, состоящий из перемежающейся серии железистых роговиков и сланцев. Таких железистых горизонтов в центральной части Криворожского железорудного бассейна насчитывается до 6—7. Эти семь горизонтов залегают в виде двух сближенных комплексов: первый и второй горизонты составляют нижний комплекс, а четвертый, пятый и шестой и седьмой горизонты — верхний; седьмой горизонт развит в северной части Саксаганской полосы.

Оба комплекса, то расходящиеся, то сближающиеся и даже сливающиеся, выдерживаются на значительных расстояниях как в северных, так и в южных районах Кривого Рога. В Кременчугском районе средний железорудный отдел также состоит из перемежающихся железистых и сланцевых горизонтов.

На среднем железорудном отделе саксаганской свиты залегает несогласно сланцевая свита (верхнекриворожская серия). В основании ее наблюдаются местами конгломераты.

Свита состоит из пестрой серии сланцев, содержащих в нижней части углисто-глинистые сланцы, а также белые кварциты и прослои известняковых пород. Местами толща белых кварцитов достигает значительной мощности. Серия углистых сланцев переходит в графитовые сланцы и гнейсы; последние представляют продукты метаморфизации верхнекриворожской сланцевой свиты.

В других складчатых структурах, как, например, в Верховцеве, Чертомлыке, а также в районе Орехова, местами отмечается непосредственное залегание железистых роговиков железистого отдела железорудной формации прямо на метабазах, причем здесь развиты амфиболовые фации железистых роговиков и сланцев.

Кремнисто-железистые осадки здесь отлагались прямо на зеленокаменных породах.

Таким образом, нижний песчано-сланцевый отдел в этих районах, повидимому, выпадает.

Протерозой. Вопрос о соотношении между овручской серией кварцитов, песчаников и сланцев и железорудной формацией сложен, так как непосредственного соприкосновения этих серий не удалось наблюдать.

Работами И. Л. Личака в последнее время установлено, что в складчатую структуру овручской серии интродуцированы пержанские и коростеньские граниты, включающие ксенолиты кварцитов и сланцев.

Структура овручской серии подчиняется субширотному северо-восточному направлению. Такие же северо-восточные субширотные направления складчатых структур наблюдаются и в осницких гранитах Ровенской области, которые включают ксенолиты клессовитов, представляющих, повидимому, фельдшпатизированные кварциты. С субширотными северо-восточными дислокациями, накладывающимися на субмеридиональную складчатость, развитую в центральной части щита, связаны также интрузии токовских, днепровских, боковских и других гранитных массивов. Поэтому можно провести аналогию между осницкими и пержанскими гранитами, внедренными в овручскую серию в связи с субширотной складчатостью, и гранитными массивами, развитыми

в центральной части Украинского кристаллического щита, внедренными также в связи с наложением более молодых субширотных дислокаций.

Овручскую серию можно считать протерозойской, и все эти граниты отнести к протерозою.

Более молодыми образованиями в Украинском кристаллическом щите являются тела габбро-лабрадоритов и окружающих их коростеньских гранитов и рапакви. Этот комплекс несомненно рассекает овручскую серию и моложе осницких гранитов.

К таким же более молодым образованиям, связанным с разломами, относится, повидимому, щелочной комплекс Приазовья. Возрастные соотношения пород в этом районе сложны и изучены еще недостаточно. В. И. Лучицкий эти породы считает герцинскими по аналогии с магматическими породами Донбасса.

В последнее время И. Д. Царевским и другими установлено, что екатериновские граниты являются более молодыми по сравнению с щелочными породами Приазовья.

В Волюно-Подольской впадине недавно обнаружены нижнекембрийские отложения и под ними более древняя острожская серия пород, содержащая в себе гальку кварцитов, аналогичную галькам в кварцитах овручской серии. Мощность острожской серии более 1400 м; в верхней ее части под нижним кембрием залегает толща диабазов, трахидолеритов и трахитов, определенных как лавы подводных излияний.

Острожская свита, по данным П. Л. Шульги, повидимому, может быть отнесена к верхнему протерозою; ее вулканогенные толщи можно условно параллелизовать с коростеньским интрузивным комплексом.

МАГМАТИЗМ

В истории формирования геологической структуры Украинского кристаллического щита установлено пять крупных магматических циклов. Из них первые три неразрывно связаны с тремя геосинклинальными циклами и с формированием трех складчатых зон, а четвертый и пятый циклы относятся к тому времени, когда Украинский кристаллический щит, повидимому, представлял уже платформу, частью окруженную с юга и севера палеозойскими складчатыми зонами. Магматические породы этого цикла внедрены по разломам (см. таблицу).

Первый цикл. Магматические породы древнейшего бугского магматического комплекса представлены, как отмечено выше: 1) ультраосновными метабазами, перидотитами и амфиболитами, развитыми по р. Бугу и по р. Синюхе; 2) чарнокито-монцонитовой серией р. Буга; 3) чудновско-бердичевскими кордиерито-гранатовыми гранитами; 4) плагноклазовыми гранитами р. Днепра и гранодиоритами с. Звенигородки.

Магматический цикл начинается основными и ультраосновными породами. Эти породы включены в виде ксенолитов в чарнокито-монцонитах, внедрявшихся позднее. Ю. Ю. Юрком установлено по р. Синюхе, что грандиориты с. Звенигородки внедряются ранее чарнокито-монцитового комплекса, так как они рассекаются последними.

Второй цикл. Магматические породы кировоградско-ингулецкого комплекса представлены: 1) вулканогенной толщей метабазитов, подстилающих железзурдуную формацию; 2) кировоградскими порфи-

ровидными и серыми ингулецкими гранитами. Им синхроничны коростеньские, уманские и житомирские гранитные массивы.

Третий цикл. Магматические породы токовско-боковянского магматического комплекса представлены Боковянским, Верблюжским, Токовским, Днепровским, Осницким и другими массивами, сложенными по преимуществу красными порфировидными и аплитовидными чернокварцевыми гранитами с переходами их в отдельных подчиненных участках в чарнокиты и затем в габбро-монциты. В Осницком же гранитном массиве развиты включения грубашевских габбро-амфиболитов. Внедрение габбро здесь предшествует интрузии гранитов. Этот комплекс гранитовых массивов рассекается дайками диабазов.

К этой же группе, повидимому, относится также гранитный массив трахитондных гранитов с. Ново-Украинки.

Четвертый цикл представлен коростеньским комплексом гранитов рапакиви и габбро-лабрадоритов. Сюда относятся в северо-западной части Украинского кристаллического щита Коростеньский плутон на Волини и плутон района Смела—Новомиргород (Киевская обл.). Эти плутоны сложены габбро-лабрадоритами и окаймляющими их коростеньскими гранитами и рапакиви. При этом интрузия габбро предшествует интрузии гранитов. В контактных зонах габбро и гранитов развиты гибридные породы — монциты.

Пятый цикл. Приазовский щелочный магматический комплекс представлен следующими магматическими породами (в порядке последовательности их внедрения): 1) пироксенитами; 2) роговообманковыми и диаллаговыми гранитами с переходами их в пироксеновые снениты и монциты; 3) комплексом щелочных пород — щелочных сненитов, нефелиновых сненитов, альбититов; эти породы рассекаются дайковым комплексом.

Повидимому, еще более молодыми являются граниты Екатерининского массива, в котором встречаются включения ксенолитов диабазов. Жилы гранит-порфиров и кварцевых порфиров этого плутона, возможно, рассекают щелочной массив.

По данным И. Д. Царевского, детально изучившего Приазовский щелочной массив, в Октябрьском массиве щелочных пород наблюдается многократное повторение интрузивных проявлений, формировавших плутон.

В каждом из рассмотренных магматических циклов главную роль играют гранитные интрузии, а основные породы имеют подчиненное значение.

Внедрение основных магм обычно предшествовало внедрению кислых магм.

Это наблюдалось в комплексах бугском, коростеньском и приазовском и в Осницком массиве. В кировоградско-ингулецком комплексе эффузивная фация основных магм соответствует началу отложенного осадочного комплекса, позднее интрузированного кировоградскими гранитами.

В Украинском кристаллическом щите развиты почти все семейства магматических пород. Семейство гранитов, представленное разнообразными типами, занимает 90% площади.

Семейство чарнокито-монцитов широко развито в различных магматических комплексах: в комплексе бугитов, в Коростеньском плутоне, в массивах р. Верблюжки и р. Боковой, в массиве молодых гранитов Приазовья.

Семейство габбро развито в Коростеньском плутоне; оно представлено здесь главным образом габбро-лабрадоритовой лейкократовой ветвью. Основные породы преобладают и среди эффузивных образований.

В других магматических комплексах наблюдаются и ультраосновные магнезиальные породы, развитые в Побужье и в приазовском щелочном комплексе.

Семейство диоритов представлено только небольшими (гибридными) образованиями, например роговообманковыми гранодиоритами с. Лощманской Каменки.

Семейство сиенитов представлено небольшими выделениями, связанными с нефелиновыми сиенитами Приазовья.

Семейство нефелиновых сиенитов развито в небольших массивах Приазовья.

Среди гранитов наблюдаются следующие.

Калиевые (частью микроклиновые) граниты днепровско-токовских, боковянских, верблюжских, осницких и пержанских массивов.

Калиевые коростеньские граниты и рапакиви с амфиболом, микроклином и плагиоклазом.

Известково-щелочные, существенно кальциевые, лейкократовые биотитово-плагиоклазовые граниты р. Днепра, Кременчуга, Запорожья и Звенигородки.

Известково-щелочные, существенно магнезиальные, граниты, представленные гранато-кордиеритовыми чудновско-бердичевскими гранитами.

Образования кордиерито-гранатовых гранитов связано с потерей щелочей в боковые породы. В связи с этим Mg и Fe здесь выступают в качестве активных оснований, образующих магнезиально-железистые алюмосиликаты — кордиерит и гранат, что и характеризует своеобразный магнезиальный тип этих гранитов.

Натровые граниты представлены вторичными образованиями. Сюда принадлежат щелочные граниты с эгирином в рапакиви Коростеньского массива и щелочные граниты Приазовья.

Ингулеcko-кировоградский комплекс гранитов характеризуется развитием калиевого известково-щелочного типа, уклоняющегося местами то в калиевый, то в известково-щелочный типы с порфиоровыми вкраплениями плагиоклаза.

Лейкократовые аплитовидные граниты развиты всюду среди гранитов и особенно широко в гранитах днепровско-токовско-боковянского типа.

Наблюдаются, кроме того, гранатовые аплиты и пегматиты, как, например, в бассейне р. Ингульца. Образование их связано, вероятно, с потерей щелочей и привнесом Mg и Fe из боковых пород при недостатке H_2O как минерализатора, вследствие чего вместо биотита образуются гранат и ортоклаз.

Широкое развитие калиевой ветви свидетельствует о большой насыщенности калием магматических масс. В связи с этим наблюдается не только устойчивость микроклина наряду с основным плагиоклазом, но и вытеснение из последнего кальция в пироксены и образование ортоклазо-плагиоклазо-пироксенового комплекса пород.

Следует отметить, что среди семейств горных пород наиболее широко представлены калиевая и известково-щелочная ветви и в меньшей мере натровая (мафическая и лейкократовая) ветвь. Переходы от кис-

лых к основным породам, при различных генетических условиях, представлены плагиоклазо-ортоклазо-пироксеновой минеральной ассоциацией, с образованием во многих случаях чарнокито-монцонитового семейства пород. Развитие такой ассоциации минералов, по мере уменьшения количества кремневой кислоты и увеличения количества щелочных земель, характерно для многих магматических комплексов. Так, образование монцонитов наблюдается при взаимодействии молодых коростеньских гранитов и габбро-лабрадоритов. Чарнокито-монцониты развиты в бугитовой серии на р. Буге и в гранитных массивах на р. Верблюжке и р. Боковой.

Переходы биотито-роговообманковых гранитов к пироксеновым гранитам, сненитам и монцонитам в виде шлировых участков наблюдаются и в молодом щелочном комплексе Приазовья. В меньшей мере развит в кристаллическом щите ряд переходов, отвечающий схеме:

гранит	→	гранодиорит	→	диорит	→	габбро
биотит	→			амфибол	→	пироксен
ортоклаз и	→			средний	→	основной
кислый плагиоклаз				плагиоклаз		плагиоклаз

Такие переходы встречаются главным образом в гибридных породах, образующихся при взаимодействии гранитов с амфиболитами и перидотитами метабазитовой серии на р. Днепре и в Приазовье. К роговообманковым породам относятся также события Побужья.

Наконец, натровая щелочная ветвь в Украинском кристаллическом щите представлена только семейством щелочных и нефелиновых сениитов в массивах Приазовья.

Щелочные граниты являются вторичными образованиями, возникшими под воздействием натрового метасоматоза на диаллаговые и амфиболовые граниты Приазовья, на рапакиви и коростеньские граниты Волыни и на другие метасоматические образования.

В магматических массивах нередко наблюдается значительное разнообразие слагающих их пород. Возникновение этого разнообразия могло быть обусловлено следующими процессами: 1) дифференциацией на месте формирования плутона; 2) ассимиляцией вмещающих пород; 3) последовательным внедрением разных магм, возникших при дифференциации в более глубоких зонах.

Последние процессы сопровождались вторичными образованиями, обусловленными гибридизмом или явлениями вторичного метасоматоза. Так, внутри массивов габбро Коростеньского плутона Волыни и района Смела—Новомиргород наблюдаются постепенные переходы между габбро и лабрадоритами, происходят дифференциация габбро и накопление лейкократовых компонентов. Вместе с тем в этих массивах слабо развито накопление мафических продуктов. Таким образом, выделение лейкократовых минералов не вызывает образования и накопления полярных им мафических минералов, по крайней мере, в обнаженной части массивов.

Следует отметить, что, по данным А. А. Полканова, интрузия Волынского массива габбро происходила в связи с многофазными движениями. В начале первой фазы формирования массива габбро образовался краевой комплекс, а позднее — центральная его часть и дайковый комплекс.

Явления дифференциации на месте формирования массивов широко развиты в гранитных массивах р. Верблюжки и р. Боковой. Здесь

наблюдаются постепенные переходы порфировидных гранитов в красные чернокварцевые граниты и в красные аплиты.

Одновременно с этим наблюдается постепенный переход порфировидных гранитов в пироксеновые граниты — чарнокиты с зеленовато-серой окраской и, на отдельных участках, в темносерые крупнозернистые монцониты. Последние имеют подчиненное развитие. Заметного влияния боковых пород здесь нет, и габбро-монцониты залегают внутри гранитов, с которыми они связаны постепенными переходами через чарнокиты.

Явления дифференциации отмечаются и в других гранитных массивах, например постепенные переходы кировоградских порфировидных гранитов в мелкозернистые серые граниты; в отдельных участках порфировый микроклинпертит переходит как бы в шлировые скопления пегматитового характера. Порфиновые зерна являются центрами растущих кристаллов, постепенно захватывающих соседние зерна. В конце выделяется каемка альбита. Порфировидные граниты — породы, в которых флюидные продукты заканчивают длительный процесс кристаллизации вокруг этих центров. В условиях, когда происходит дифференциация и флюидные продукты обособляются в пегматоидные участки гранитов, остаточные продукты отделяются от порфировых зерен и образуют серые мелкозернистые граниты, получившие название «граниты житомирского типа». Таким образом, серые граниты являются сухими остатками, из которых были удалены флюидные продукты. В Украинском кристаллическом щите крупные самостоятельные массивы серых мелкозернистых гранитов отсутствуют. Серые мелкозернистые граниты представлены здесь отдельными небольшими массами либо в порфировидных гранитах, либо среди пегматоидных гранитов, как, например, по р. Мокрой Московке. Этот процесс характерен для различных комплексов гранитов.

Такие же явления наблюдаются и в днепровско-токовских гранитах. Здесь красные крупнозернистые порфировидные граниты связаны непрерывными переходами с аплитовидными розовыми гранитами, а в отдельных участках наблюдается образование их дифференциатов — мелкозернистых серых гранитов (на р. Днепре в с. Коробино). На р. Ингульце дифференциаты молодых красных гранитов нередко образуют жилы серых мелкозернистых гранитов.

Явления дифференциации и взаимные переходы одних пород в другие широко развиты в чарнокито-монцонитовой серии на Буге. Здесь в шлифах наблюдаются переходы от кислых чарнокитов к основным бугитам. Повидимому, такой их характер связан с генезисом этих пород, образовавшихся вследствие взаимодействия гранитной магмы с вмещающими пироксено-плагноклазовыми гнейсами, которые в общем сходны по своему составу с чарнокито-монцонитовым комплексом.

Но, возможно и иное происхождение этих пород, связанное с явлениями палингенезиса — переплавления толщи гнейсов при воздействии поднявшихся из глубоких горизонтов интрузий основных пород, после чего происходило размещение расплавленной массы внутри комплекса гнейсов.

Наряду с интрузивными формами проявления гранитных магм, перемещенных из глубоких горизонтов, наблюдаются также и палингенетические граниты, образовавшиеся при расплавлении вмещающих пород поднимающимися массами гранитов. Это происходит в участках повторного наложения процессов диастрофизма и нового магматического

воздействия на ранее гранитизированные гнейсы (например, на р. Днепре в с. Аулы). Эти представления применимы и для чудновско-бердичевских гранитов, состав которых сходен с вмещающими их кордиерито-гранатовыми гнейсами.

Возможно также, что образование гранитных магм было связано с термальным воздействием на массы горных пород основных магм, поднятие которых нередко предшествовало появлению гранитных магм.

Неоднородный характер и значительная дифференциация отдельных участков внутри гранитного массива характерны и для молодых диаллитовых и роговообманковых гранитов Приазовья, предшествовавших внедрению щелочных пород. Среди них есть и монцитониты. Появлению щелочных пород предшествовало внедрение ультраосновных пород — пироксенитов. Однако, как и всегда, количество этих ультраосновных пород было незначительным.

К гибридным породам, возникшим при ассимиляции, следует отнести массив роговообманковых гранодиоритов на р. Днепре у с. Лоцманская Каменка. Здесь граниты ассимилируют ксенолиты ортоамфиболитов, образовавшихся при метаморфизме ультраосновных пород, вследствие чего появляются роговообманковые гранодиориты, иногда приближающиеся к диоритам.

Таковыми же гибридными породами являются и роговообманковые гранодиориты восточного Приазовья.

Во многих массивах неоднородность строения бывает обусловлена многофазной интрузивной деятельностью. Это особенно характерно для молодых массивов разломного типа. Так, массив габбро в Коростеньском плутоне на Волинии и в плутоне района Смела—Новомиргород окаймляется коростеньским гранитом и рапакви, которые внедрялись позднее габбро по периферии массива последних. В контактах гранитов с габбро наблюдается образование смешанных гибридных пород — монцитонитов. Монцитониты образуют переходы между гранитами и габбро. Возможно, что эти граниты возникали путем переплавления пород кровли под влиянием основной магмы.

Такой же характер носят и массивы разломного типа пород Приазовья. Здесь внутри роговообманковых гранитов наблюдаются возникновение отдельных глыбовых опусканий и поднятий и образование систем кольцевых даек и конических слоев разнообразных щелочных пород. И. Д. Царевский, на основании исследования Октябрьского массива установил такую последовательность магматических пород (от молодых к древним):

- 1) перидотиты, пироксениты, габбро,
- 2) кварцево-пироксеновые сиениты,
- 3) граниты и граносиениты:
 - а) нормальные,
 - б) щелочные (контактный метасоматоз);
- 4) нефелиновые сиениты:
 - а) фойяиты,
 - б) фойяитовые пегматиты,
 - в) мариполиты.

В период формирования массива значительную роль играли метасоматические процессы. Например образование альбитовых нефелиновых сиенитов и альбититов связано с натровыми метасоматическими процессами, наложившимися позднее на щелочные породы. Как уста-

новлено работами В. И. Кузьменко, участки щелочных гранитов представляют амфиболовые граниты, под влиянием натрового метасоматоза измененные вдоль трещинных зон.

Метаморфические явления и фельдшпатизация пород отмечаются также в отдельных участках мигматитов и гранитов на Днестре.

МЕТАМОРФИЗМ

Украинский кристаллический щит представляет одну из интереснейших областей развития метаморфических пород. Здесь обнажаются глубочайшие корни древних складчатых сооружений, изучение которых дает возможность выяснить причины, вызывающие метаморфические процессы.

При изучении кристаллического щита установлена неразрывная связь метаморфических процессов с магматическими проявлениями, а этих последних — с тектоническими процессами. В формировании складчатых систем несомненно принимают участие интрузивные процессы, под влиянием которых и происходит метаморфизация пород. Соответственно трем основным орогенным системам устанавливаются три основных этапа метаморфических процессов.

Четвертый и пятый магматические циклы, связанные с разломами, относительно мало сказались на формировании метаморфических толщ; только местами их влияние накладывается на метаморфизм предшествовавших этапов. В отдельных участках, где соприкасаются структуры разных орогенных систем и где неоднократно внедрялись интрузии, можно выделить несколько этапов метаморфизма.

В железорудных формациях саксаганской серии наблюдается наложение на метаморфические процессы, связанные с интрузией ингулеcko-кировоградского комплекса гранитов, метаморфических процессов щелочного метасоматоза, связанного с молодой фазой дислокаций и внедрением красных днепровско-токовских гранитов. Нередко поэтому последующие этапы ведут к образованию из более высокотемпературных минералов менее высокотемпературных, например хлорита из куммингтонита, рибекита из ортоклаза, мусковита из ортоклаза и т. д.

Метаморфизм главным образом обуславливается гранитами, внедренными в перемещающиеся при тектонических движениях горные массы; граниты и создавали обширные области контактового метаморфизма. Вследствие внедрения преобладающих масс гранитных магм и их многократного наложения в орогенных системах различного возраста преобладают области развития плутоно-метаморфизма. Так, в центральной части Украинского щита по рекам Бузулуку, Саксагани, Ингульцу наблюдается внедрение гранитных масс двух интрузивных циклов — кировоградско-ингулецкого комплекса и токовско-боковьянского комплекса.

На р. Днестре наблюдается одновременное развитие пород двух или трех интрузивных циклов: кременчугских плагиогранитов, дириевских серых гранитов и красных днепровских гранитов.

Наряду с чарнокито-монцонитовой серией на р. Буге и его притоках преобладающее развитие имеют розовые гранит-аплиты, включающие монцониты.

В кристаллическом щите широко развиты процессы мигматизации и ассимиляции пород. Эти процессы связаны с проникновением кислых магм в боковые породы, с пропитыванием и гранитизацией последних.

Процессы послонной инъекции связаны с участками межпластовых дифференциальных перемещений, обуславливающих их тонкое расслоение, сопровождающееся нередко образованием складчатости волочения. Так, например, на р. Днепре в гнейсах с. Романково и в контакте гранитного массива с гнейсами в районе с. Коробино отчетливо наблюдается складчатость волочения и послонные аплито-пегматитовые внедрения, подчиняющиеся складчатости.

Следовательно, в участках тектонически наиболее подвижных, наблюдаются процессы тесного проникновения в боковые породы гранитной магмы. В этих условиях нередко стирается граница между гранитами и боковыми породами. Температура метаморфических процессов в боковых породах при этом поднимается до температуры кристаллизации гранитов, вследствие чего процессы минералообразования в них нередко являются сходными. В отдельных участках, как, например, в каменоломне с. Аулы на р. Днепре, наблюдается переход под влиянием гранитов боковых пород — гнейсов — в расплавленное, текучее состояние; гнейсы захватывают ксенолиты вышележащих пород, но сохраняют еще местами остатки своей складчатой текстуры. В этих зонах плутоно-метаморфизма, наряду с ассимиляционными процессами образования мигматитов, в участках относительного покоя, где были менее благоприятные условия для тесного проникновения магмы, развиваются гнейсы. Здесь происходили интенсивные процессы фельдшпатизации пород.

Наряду с преобладающими зонами плутоно-метаморфизма, сложными гнейсами и мигматитами, в отдельных складчатых структурах обнаружены глубоко погруженные полосы метаморфических сланцев, роговиков и кварцитов. Среди них, а также в отдельных зонах среди мигматитов наблюдается развитие крупнозернистых кристаллических сланцев, грейзенов, скарнов, альбититов и других метасоматических образований, возникающих в отдельных кристаллических зонах мощного контактового метаморфизма и миграции вещества.

Метаморфические сланцы и роговики саксаганской серии слагают мощные сложные синклинальные складки протяженностью в несколько десятков километров. Отдельные зоны этих складок по простиранию мигматизируются гранитами. Последние внедряются преимущественно в ядра антиклиналей. Позже метаморфические сланцы деформируются поперечными дислокациями, с которыми связано внедрение более молодых розовых гранитов.

Метаморфические сланцы и кварциты овручской свиты слагают мощную складчатую толщу в северо-западной части Украинского кристаллического щита. Отдельные ксенолиты этой толщи обнаружены в коростеньских и осницких гранитах, где они фельдшпатизируются и переходят в аплитоподобные породы — клессовиты. В овручской свите развиты кварциты с прослоями филлитов, превращенных местами, — повидимому, под влиянием гидротермальных процессов, — в пироксилитовые сланцы.

Метаморфические породы саксаганской серии представлены пестрыми слюисто-глинистыми и углито-глинистыми сланцами, роговиками, филлитами, аспидно-хлоритовыми, карбонато-хлоритовыми и тальковыми сланцами, гематито-сидеритовыми, гематито-гидрогематитовыми и мартитовыми кварцевыми роговиками, аркозовыми песчаниками и др. В отдельных полосах и зонах наблюдаются переходы этих пород в кристаллические сланцы, нередко с местными проявлениями натрового

щелочного метасоматоза; эти зоны слагают куммингтонитовые, куммингтонито-магнетитовые, хлорито-магнетито-гранатовые, рибекито-магнетитовые, биотито-гранатовые узловатые, слюдяно- и слюдяно-дистеновые сланцы, эгирино-магнетитовые и альбитовые породы. Такие переходы от одной метаморфической ступени к другой на Первомайском руднике отмечены на протяжении от 10 до 100 м.

В отдельных зонах по рекам Ингульцу и Бузулуку Орехово-Павлоградской полосы наблюдается переход уже к более высокой ступени метаморфизма с образованием вместо углистых и гематито-хлоритовых сланцев и роговиков, роговообманково-магнетитовых и, реже, пироксено-магнетитовых пород и графитовых гнейсов.

Одни и те же стратиграфические горизонты среднего железорудного отдела в Саксаганском синклинале представлены аспидно-глинистыми гидромагнетитовыми сланцами, а на противоположном крыле синклинала, в Тарапаковском антиклинале в Кривом Роге, — куммингтонито-магнетитовыми сланцами, местами с рибекитом.

В Саксаганском синклинале на рудниках Дзержинском и Ильича на большой глубине породы сохраняют слабый характер метаморфизма, хотя они погружены здесь глубже, чем в Тарапаковском антиклинале.

Мы считаем, что эти факты несовместимы с теорией глубинного регионального метаморфизма и что последняя не может быть применена при изучении Украинского кристаллического щита.

К западу от Криворожской синклинальной структуры зоны плутоно-метаморфизма, представленные мигматитами, залегают в настоящее время на глубине, которая на несколько километров меньше, чем глубина залегания метаморфических и кристаллических сланцев, погруженных в Саксаганском синклинале. Этот факт не может быть объяснен метаморфизмом, возникающим под влиянием статических нагрузок вышележащих пород и теорией о глубинных поясах метаморфизма.

Практически в Украинском кристаллическом щите выделяются следующие зоны метаморфизма: зоны плутоно-метаморфизма, в которых развиты мигматиты и гнейсы; зоны динамо-контактового метаморфизма, где развиты метаморфические сланцы и роговики; зоны метасоматического контактового метаморфизма, в которых развиваются крупнозернистые кристаллические сланцы, скарны, альбититы и др. Мы считаем, что в Украинском кристаллическом щите метаморфизм обусловлен контактовым воздействием магматических масс; характер его тесно связан также с тектоническими зонами, являющимися путями проникновения метаморфизирующих агентов и условиями теплопередачи. Степень метаморфизма зависит не от глубины погружения осадков, а от высоты поднятий в той или иной складчатой зоне больших магматических масс и от тектонической подвижности зон, обуславливающих тонкое проникновение метаморфизирующих растворов.

О связи метаморфических и тектонических процессов свидетельствуют структуры метаморфических пород, в которых минералы ориентированы параллельно осям складок. Это отчетливо прослеживается в сланцах саксаганской серии и в гнейсах.

Ход процессов метаморфизма обусловлен взаимодействием твердой и жидкой фаз; в условиях хорошей фильтрации жидкой фазы и глубокого проникновения во вмещающие породы наблюдается большая подвижность компонентов и метаморфические процессы протекают интенсивно. В тех случаях, когда проникновение и фильтрация жидкой и газобразной фаз затруднены, процессы метаморфизма при прочих равных

условиях протекают менее интенсивно, и поэтому могут сохраняться неравновесные системы. Так, например, на р. Ингульце в с. Лозоватке наблюдаются включения слабоизмененных глинисто-углистых сланцев в мигматитах, а в других участках этой зоны, по балке Суперечной, глинисто-углистые сланцы превращены в графитовые гнейсы.

Следует отметить, что в Украинском кристаллическом щите не подтверждается и представление об усилении роли карбонатов и замедлении процессов силикатного метасоматоза на глубине, в связи с предполагающимся с глубиной увеличением парциального давления углекислоты. В отдельных участках здесь наблюдаются единичные прослои сохранившихся первичных карбонатных пород, в то время как обычно они в той или иной мере замещены силикатами. Отдельные ксенолиты силицифицированных карбонатных пород найдены в гранитах на р. Буге, на р. Днепре, иногда с реакционными каемками силикатов. Карбонатные породы отмечаются также в надрудной толще Кривого Рога, где наблюдаются ясно выраженный процесс декарбонатизации известковых пород и замещение их силикатами. Только в отдельных участках в Криворожской полосе констатированы процессы поздней метасоматической доломитизации силикатных пород и руд. Однако эти процессы сменяют более ранние процессы гидротермального силикатного метасоматоза. Таким образом, процесс декарбонатизации проходит при относительно низких температурах и давлениях. Очевидно, с падением давления и выделением на поздних этапах углекислоты связывается выпадение карбонатов, так как при этих условиях растворимые бикарбонаты переходят в карбонаты.

Метаморфизм происходит в областях перемещения горных масс, в движении которых принимают участие и находящиеся среди них магматические массы. В этих условиях дифференциального перемещения пород в одних участках будут создаваться условия повышенных давлений, а в других, наоборот, — понижение давления. Этим и обуславливается перемещение растворителей из одних участков в другие.

В зонах интенсивного развития метасоматических процессов под влиянием растворов наблюдается высокая подвижность веществ. Эти процессы происходят в тектонически благоприятных для фильтрации растворителей участках, в широком интервале температур от средних до низких.

Метаморфические процессы гранитизации и фельдшпатизации широко протекают и в более высокотемпературной обстановке магматического воздействия жидкой фазы в зонах мигматитов. В этих высокотемпературных условиях (не выше 800—900°) обычно наблюдается развитие калиевого метасоматоза вследствие насыщенности калием магматических продуктов. На данном этапе проявляется высокая активность калия, который как сильное основание оказывает метасоматическое воздействие на боковые породы, приводя последние к фельдшпатизации. Иногда в гнейсах растут порфиروبласты микроклина, и нередко микроклинизация наблюдается вдоль трещин в самих гранитах. Такие явления отмечены, например, в каменоломнях с. Дириевки на р. Днепре. Обычно диффузия калия наблюдается в плагиоклазовых гнейсах, относительно бедных калием.

Вследствие большой разницы между концентрацией калия в гнейсах и концентрацией его в магматических продуктах происходит миграция калия из гранита в боковые породы. Явления калиевого метасоматоза наблюдаются также и при более низкой температуре при внедрении

пегматитовых линз в породы серии метабазитов. В контакте этих пород развивается также диффузия калия из пегматитов в боковую породу и образуются реакционные зоны биотита, окаймляющие пегматитовые тела. Калий как более сильное основание в первую очередь вступает в реакцию, образуя биотитовую зону; вслед за биотитовой зоной обычно возникает актинолитовая, а затем тальковая зона. Повидимому, кальций выносится из первой биотитовой зоны и сосредоточивается в актинолитовой зоне.

Гидратизация и вынос кальция наблюдаются в третьей тальковой зоне. Такие реакционные серии биотитовых, актинолитовых сланцев, окаймляющих тела пегматитов, внедренные в метабазиты, наблюдаются на левобережье Днепра, где биотитовые оторочки образовались вокруг ксенолитов амфиболитов, включенных в пегматиты.

Фаза развития микроклиновых пегматитов местами сменяется фазой мусковитовых пегматитов. Процесс образования мусковита в пегматитах путем гидролиза полевошпатовой молекулы и выноса калия происходит иногда не только в пегматитах, но и в боковых породах, приводя к своеобразной грейзенизации этих пород. Так, в бассейне Ингульца отмечена зона мусковитизации гранитов, мигматитов и пегматитов.

Процесс мусковитизации пегматитов и боковых пород — амфиболитов — указывает на уменьшение активности калия в пегматитовых и постпегматитовых растворах. Здесь наблюдается вынос калия из ортоклазовых молекул и там, где условия для поглощения избыточного калия благоприятны, идет развитие мусковитовых пегматитов. Однако нигде этот процесс не является изолированным и не представляет собой чистой линии, происходящей только внутри тела пегматитов — он широко захватывает и боковые породы, образуя зоны метасоматического ослюдечения и грейзенизации.

В пегматитах известно позднейшее выделение альбитовой фазы, характеризующееся процессами наложения и замещения. Собственно в пегматитах Украинского кристаллического щита эти процессы развиты слабо. Отложения альбита наблюдаются, например, на Волыни в пегматитах с миаролитовыми пустотами. Однако процессы натрового метасоматоза как действие постпегматитовых растворов широко развиты в Украинском щите в других формах. Так, по рекам Каменке, Бузулуку и Саксагани наблюдаются постпегматитовые кварцевые жилы, в которых кварц и боковые породы замещаются альбито-амфиболовыми метасоматическими породами — бузулукидами. Во многих участках в гранитах, мигматитах и гнейсах наблюдается проявление этих метасоматических замещений и вне связи с кварцевыми жилами.

В кристаллических сланцах саксаганской формации наблюдаются процессы альбитизации сланцев с образованием местами альбититов. Эти процессы натрового метасоматоза сопровождаются одновременно образованием эгириновых и рибекитовых сланцев — как более низкотемпературных фаз натрового метасоматоза. Чаще развиты в этих толщах только процессы рибекитизации и эгиринизации, причем последний процесс протекает почти исключительно в кварцево-железистых роговиках, а первый — в амфиболовых сланцах. Оба процесса связаны с днепровско-токовскими гранитами.

Широко развитые процессы натрового щелочного метасоматоза в гранитах Приазовья происходят в связи с формированием щелочного нефелинового комплекса.

Натровый метасоматоз сменяется местами кальциевым силикатным метасоматозом с образованием эпидотовых и цоизитовых пород. Эти явления широко развиты по рекам Бузулуку, Каменке и др.

Чаше наблюдается смена натрового метасоматоза магнезиально-кальциевым и магнезиальным силикатным метасоматозом с выделениями метасоматических прожилков роговой обманки типа актинолита с эпидотом, образующих фальбанды и штокверки в гранитах и мигматитах на р. Ингульце и др. С более низкими фазами магнезиального силикатного метасоматоза связано выделение зеленого биотита и хлорита. Они образуют полосы вторичных сланцев саксаганской серии и др. На этом этапе в слабой форме вновь проявляется активность калия, отлагающегося в биотите.

Наконец, магнезиальный силикатный метасоматоз местами сменяется магнезиально-кальциевым карбонатным метасоматозом с отложением доломита и анкерита, а этот последний сменяется кальциевым карбонатным метасоматозом с выделением кальцита и кварца.

Такова схема эволюции постпегматитовых гранитных гидротерм в Украинском кристаллическом щите, характерная для гранитов различных магматических циклов.

ТЕКТОНИКА

Украинский кристаллический щит представляет собой сложное складчатое сооружение. Мы выделяем три основных периода складчатости, последовательно накладывающихся один на другой: 1) бугско-днепровская складчатая система северо-западного простирання; 2) субмеридиональная саксаганская (скифская) складчатая система центральной части кристаллического массива; 3) субширотная северо-восточная складчатая система овручской серии, развитая в северо-западной и центральной частях кристаллического массива.

Простиранию этих складчатых сооружений подчинена также ориентировка интрузивных масс и структур течения в них. Поэтому можно установить неразрывную связь между тектоническими и интрузивными процессами.

Все структуры кристаллических пород подтверждают участие пластических магматических масс в складчатости и их перемещение как пластических масс внутри осадочных толщ, находившихся в состоянии дифференциального движения. Инъекционные процессы неизменно связываются с зонами дифференциальных перемещений, с зонами волочения внутри толщ. Поэтому, может быть, вернее выделять не складчато-орогенные, а складчато-интрузивные системы.

Формированием трех основных складчатых докембрийских систем не закончилась история формирования кристаллического щита, так как позже, в связи со складчатыми движениями палеозоя, в пределах щита внедрялись по зонам разломов магматические массы. Вопрос о структурах палеозойского возраста и более молодых тектонических движениях внутри кристаллического массива крайне сложен и еще не изучен, так же как и вопрос о соотношении кристаллического щита с более молодыми структурами.

Наиболее древними сооружениями в Украинском кристаллическом щите являются северо-западные складчато-интрузивные структуры Побужья и р. Днепра. Формирование этих структур происходило в несколько тектонических фаз. На эти структуры местами наложались

структуры более молодых складчато-интрузивных систем. Так, на р. Днепре северо-западные складчатые структуры сохраняются в виде отдельных блоков, деформированных и разбитых более молодыми субмеридиональными и субширотными складчато-интрузивными зонами. В районе Кременчуга блок северо-западных складчатых структур разбивается с запада субмеридионально простирающимся Табурищенским гранитным массивом и с востока складчатыми сооружениями субмеридиональной зоны железорудных формаций магнитных аномалий Кременчуга, Онуфриевки, Млиники и др.; она включает серые граниты и их мигматиты, интродуцированные во время образования этой складчатой структуры.

Следующий блок района с. Мишурина Рога и с. Тахтайки сложен полимigmatитами северо-западного простираения, смятыми поперечной флексуорообразной складчатостью. Между с. Домотканью и с. Коробино эти структуры сменяются зоной субширотной северо-восточной складчатости, к которой приурочена интрузия днепровских гранитов. Между с. Коробино и с. Тритузным блок гнейсов, слагающих северо-западные складчатые структуры, также деформирован поперечной флексуорообразной складчатостью.

Центральная часть кристаллического массива между р. Ингулом и меридианом Орехово—Павлоград, шириной около 200 км, включая на западе и бассейн р. Синюхи и р. Тикичей, является областью развития субмеридиональной саксаганской складчато-интрузивной системы. Эта область интродуцирована кировоградско-ингулецким интрузивным комплексом — порфиридовидными и серыми мелкозернистыми гранитами. В этой складчато-интрузивной системе выделен ряд синклинориев, шириной 15—20 км каждый, внутри которых развиты складки, сложенные железорудными формациями и подстилающими их толщами metabазитов. В числе этих синклинориев отметим Криворожско-Кременчугский, простирающийся через весь кристаллический щит на 250 км, уходящий, в связи с общим погружением кристаллического щита, под Днепровско-Донецкую впадину и прослеживающийся на глубине до ст. Бровары.

Далее к востоку расположен Чертомлыкско-Верховцевский, или Бузулукский синклинорий, сложенный полосами metabазитов и их мигматитами и железорудными формациями Чертомлыка и Верховцева. Третий, еще более восточный синклинорий (Орехово-Павлоградская полоса магнитных аномалий) прослеживается на протяжении 120 км. Он включает в себя на юге также район Корсак Могилы, Стульева, Каменных Могил и др.

Зоны синклинориев разделяются зонами антиклинориев, в которых выступают гнейсы, интрузивные образования и, местами, подстилающие толщи северо-западных складчатых структур с внедренными в них древними плагиоклазовыми гранитами. Субмеридиональные складчатые структуры нарушаются наложением на них более молодых субширотных дислокаций, сопровождающихся интрузиями молодых гранитов третьего интрузивного цикла.

Наиболее молодые складчато-орогенные системы субширотного простираения развиты в северо-западной части кристаллического щита в овручской серии сланцев и кварцитов, а также мигматитов, гнейсов и гранитов Пержанского, Осницкого и других массивов. Они проявляются и в центральной части кристаллического массива в виде участков смятия древних субмеридиональных складчатых структур, с образованием вертикальных складок и дугообразного залегания пород. При-

мером этих структур являются дуга чертомлыкской аномалии, демуринский антиклинорий, деформирующий в поперечном направлении Саксаганскую полосу, и др. По этим субширотным дислокациям внедряются ряд массивов по р. Верблюжке и р. Боковой, Токовский массив по Бузулуку, Днепровский массив и др.

После формирования складчато-интрузивной субширотной системы в Украинском кристаллическом щите проявлялись, повидимому, в несколько фаз, тектонические движения разломного типа. В связи с ними происходит внедрение плутонов габбро-лабрадоритов, рапакиви и коростеньских гранитов на Волини и в районе Смела—Новомиргород, а также щелочных пород Приазовья.

Это внедрение связано с многократными глыбовыми поднятиями и опусканиями; поэтому наблюдается и многофазность формирования этих интрузивных комплексов.

Наконец с этими же движениями связано внедрение многочисленных дайковых комплексов (от основных до кислых), пересекающих кристаллический массив.

Описанные структуры обусловлены, вероятно, палеозойскими и отчасти верхнепротерозойскими движениями; в это время кристаллический щит представлял платформенный участок по отношению к палеозойским складчатым зонам, расположенным к северу и к югу от него. Возможно, что в складчатых зонах проявлялись и более молодые движения, вплоть до мезозойских.

Л и т е р а т у р а

- Белевцев Я. Н. Новые данные о стратиграфии криворожских пород. Бюлл. Н.-иссл. геол.-разв. инст., № 3—4, Кривой Рог, 1940.
- Железородные месторождения Кривого Рога. Тр. Всес. Геол.-разв. объедин., вып. 153, 1932.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волини. Изд. Ленингр. Гос. унив., 1948.
- Половинкина Ю. И. Петрология средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. Тр. Центр. н.-иссл. геол.-разв. инст., вып. 73, 1936.
- Пятницкий П. П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России. Тр. Общ. испыт. природы Харьк. Гос. унив., т. 33, 1898.
- Пятницкий П. П. Важнейшие задачи изучения Украинского докембрия. Сб. «Докембрий УССР», № 1, 1937.
- Семененко Н. П. Структура рудных полей криворожских железорудных месторождений. Изд. АН УССР, Киев, 1947.
- Семененко Н. П. Структура кристаллического массива среднего Приднепровья. Изд. АН УССР, Киев, 1949.
- Семененко Н. П. Геологическое строение Украинского кристаллического массива и история его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Львов, 1947.
- Соболев Д. Н. О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты. Пробл. сов. геологии, № 9, 1936.
- Ткачук Л. Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Львів, 1948.
- Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд. Киевск. Гос. унив., 1948.

Ю. Ир. ПОЛОВИНКИНА

СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ
УКРАИНСКОЙ ССР

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские образования слагают на Украине так называемый Украинский кристаллический щит,¹ который в геотектонических обзорах весьма часто фигурирует под не совсем точным названием Азово-Подольского докембрийского массива или щита. Это название является неудачным по двум причинам: 1) оно игнорирует северную большую часть щита — Волынь и Киевщину; 2) оно подчеркивает принадлежность к докембрию приазовской части щита, что в настоящее время оспаривается многими исследователями. В силу этих причин в настоящем очерке употребляется наименование Украинский кристаллический массив (щит), как это принято большинством исследователей Украины.

Украинский кристаллический щит — это область гипсометрически высокого залегания кристаллических пород, примыкающая с юго-запада к Русской платформе и в восточной части отделенная от последней Днепровско-Донецкой впадиной. Ранее весь щит рассматривался как докембрийское образование, и только в последнее десятилетие в нем начали выделять более молодые кристаллические породы. Таковы щелочные породы Приазовья предположительно герцинского возраста, а также некоторые граниты.

Новейшие данные по геологии Украины позволяют теперь считать, что щит только в своей северной части, в районе Полесья, непосредственно соединяется с Русской платформой. Большая же часть его окружена с северо-востока, юга, юго-запада и запада зонами герцинских складчатых сооружений. На востоке эти сооружения составляют складчатую зону Донбасса, подземное продолжение которого А. Д. Архангельский считал возможным протягивать на северо-запад почти до р. Десны. Находящаяся на этом продолжении Донбасса Днепровско-Донецкая впадина начала формироваться в верхнем девоне, более или менее одновременно с геосинклинальным прогибом Донбасса. В это время произошло частичное отделение Украинского щита от Русской платформы. Герцинские сооружения к западу, юго-западу и югу от Украинского

¹ Автор считает, что Украинский щит представляет срединную массу варисской геосинклинали и поэтому называет его «Украинский кристаллический массив». В связи с тем, что для всех изданий Лаборатории геологии докембрия принят термин «Украинский щит» (см. стр. 8 вып. 1 «Трудов»), мы ввели соответствующие изменения в тексте статьи. — *Прим. ред.*

щита, по мнению В. В. Муратова, составляют складчатый палеозойский фундамент Причерноморской впадины и только в Келецко-Сандомирском кряже (Свентокржисские горы) выходят на поверхность.

Такое положение щита среди зоны герцинид делает понятным образование в нем молодых герцинских интрузий и указывает на его участие в тектонических движениях герцинского времени.

Однако в большей своей части щит сложен древними докембрийскими образованиями. Геологическая история Украинского щита, как и история других щитов, весьма сложна и трудно восстанавливаема, причем в данном случае трудность изучения ее особенно осложняется плохой обнаженностью щита. Кристаллические породы скрыты здесь мощным плащом четвертичных отложений и выступают из-под него только по долинам рек и крупных балок. Под четвертичными отложениями залегают более или менее значительные участки сохранившихся от размыва третичных отложений, преимущественно палеогеновых в северной части массива и неогеновых в южной. Другим обстоятельством, осложняющим изучение щита, является его значительный размыв, вследствие чего суперкрустальные комплексы его также сохранились лишь сравнительно небольшими участками, а большая часть площади щита занята интрузиями гранитоидов и мигматитами. По этой причине возрастные взаимоотношения гранитоидов также трудно устанавливаются, и в большинстве случаев удается указать лишь нижний предел возраста интрузии.

Как для установления возрастной последовательности интрузий, так и для изучения тектоники щита наибольшее значение имеют суперкрустальные комплексы; поэтому изложение наших представлений о составе и строении щита мы начнем с характеристики их комплексов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУПЕРКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В составе Украинского щита известно не менее трех докембрийских суперкрустальных комплексов: 1) толща древних гнейсов; 2) криворожская (или саксаганская) метаморфическая толща; 3) овручская толща.

Толща древних гнейсов

На всем протяжении Украинского щита от Волыни до Приазовья гнейсы являются самыми древними породами. Они залегают хорошо выраженными слоями, сложенными в крутые складки. Цвет их — черный, темносерый или серый различных оттенков. Текстура массивная или сланцеватая при высоком содержании биотита. Они глубоко метаморфизованы и полнокристалличны; размеры зерна их колеблются от 0.3—0.5 до 1—1.5 мм.

По минеральным ассоциациям преобладающими являются следующие разности пород: 1) биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы, 2) пироксено-плагноклазовые, гранато-пироксено-плагноклазовые и карбонатопироксено-плагноклазовые гнейсы и 3) амфиболо-плагноклазовые гнейсы и амфиболиты. Гораздо реже встречаются гнейсы с кордиеритом, силлиманитом или ставролитом, а также кристаллические известняки.

Все эти породы являются несомненно суперкрустальными и преимущественно осадочного происхождения; амфиболиты в большей своей части считаются измененными эффузивами основной магмы. Пироксено-плагноклазовые гнейсы могут рассматриваться как метаморфизованные

известковистые песчаники или, частично, как измененные магматические породы. Образование толщи происходило, повидимому, в условиях геосинклинали или близких к геосинклинальным условиям более поздних эпох; с этим, повидимому, и связано значительное постоянство толщи на всем протяжении щита.

Субстрат, на котором происходило накопление толщи древних гнейсов, не известен. Долгое время за него принимали мигматиты, развитые по р. Днепру, пока не было доказано, что эти мигматиты образуются за счет пород гнейсовой толщи и, следовательно, являются более молодыми, чем последние. В настоящее время надо считать, что нам известна геологическая история Украинского щита лишь с этапа отложения осадочного (и эффузивного) материала, давшего впоследствии гнейсы; следов более древних этапов не сохранилось. Геологический возраст гнейсовой толщи принимается как нижнеархейский.

Гнейсы редко слагают сплошь большие площади; в большинстве случаев они сохраняются лишь в виде небольших участков среди гранитов и мигматитов. Сами гнейсы содержат обильный инъеционный материал как в виде тонкой послойной инъекции, так и в виде больших пегматитовых полей с пачками мощных жил пегматита.

Простирание гнейсов очень непостоянно; на Волыни преобладает северо-восточное, на Побужье — северо-западное или почти широтное, в средней части — близкое к меридиональному, в Приазовье — почти широтное.

Никаких перерывов в отложении осадков этой толщи в настоящее время не установлено. Попытки выделения в ней особой тетерево-бугской свиты на основании содержания графитизированных гнейсов и карбонатных пород надо считать мало обоснованными, так как карбонатные породы в разрезе гнейсовой толщи тесно связаны с пироксено-плаггиоклазовыми гнейсами и нередко появляются в них в виде незначительных прослоев.

Метаморфизм гнейсовой толщи — древний и связан с процессом первой складчатости, которую испытала толща. Эта складчатость сопровождалась интрузией серых гранитов, принадлежащих наиболее древнему из известных нам в Украинском щите этапов магматической деятельности, вызвавшему интенсивный инъеционный метаморфизм пород толщи.

Криворожская метаморфическая толща

Криворожская метаморфическая толща является несомненно гораздо более молодой, чем гнейсовая толща. Она резко отличается от последней по литологическому составу, степени метаморфизма и минеральным ассоциациям. Она содержит в своем составе пласты железистых кварцитов, за счет которых путем более поздних разнообразных процессов создались залежи железной руды.

Уцелевшие от размыва участки этого суперкрупного комплекса установлены преимущественно в Приднепровье, к западу и к востоку от меридионального колена р. Днепра. Сюда принадлежит известная Криворожская полоса, обнажающаяся по р. Саксагани, впадающим в нее рекам и балкам и по р. Ингульцу ниже устья р. Саксагани, а также ряд других участков. Так как большая часть этих участков очень плохо обнажена и устанавливается лишь магнитометрическими методами, то они получили у украинских геологов наименование «аномалий».

Для приднепровских аномалий характерно субмеридиональное простираание. Широкая полоса их, превышающая 250 км в поперечнике, на своем северном продолжении должна выйти в район развития аналогичных отложений Курской магнитной аномалии.

Породы этого суперкрустального комплекса лучше всего обнажены и лучше всего изучены в Криворожском железорудном бассейне. В метаморфической толще здесь выделяется три отдела: нижний, средний или собственно железорудная формация и верхний отдел.

Нижний отдел сложен покровом зеленокаменных эффузивных пород и амфиболитов и залегающей на них небольшой толщей кластических осадочных пород — кварцевых и аркозовых песчаников, кварцитов и филлитов.

Средний отдел начинается горизонтом тальковых сланцев, представляющих измененные ультраосновные эффузивные породы, нередко с реликтами миндалиин и иногда также порфирировых выделений оливина. Выше их идет мощная толща пересланяющихся железистых кварцитов и сланцев — хлоритовых, серицитовых и амфиболовых и, реже, сидеритовых прослоев. Железистые кварциты рассматриваются как метаморфизованные кремнисто-железистые преимущественно химические осадки. Обстановкой, благоприятной для накопления такого осадка, считаются геосинклинальные области с подводными излияниями основных магм в эпоху прогибания геосинклинали.

Преобладание в разрезе железистых кварцитов или, наоборот, сланцев, ведет к образованию горизонтов железистых кварцитов или горизонтов сланцев. Число таких горизонтов подвержено колебаниям вследствие выклинивания их по простираанию или вследствие появления новых горизонтов; некоторые исследователи признают наличие в Кривом Роге семи или даже девяти горизонтов железистых кварцитов.

Верхний отдел представлен мощной толщей кварцитов, железистых кварцитов с прослоями хлоритовых сланцев, песчаников, аспидных и углистых сланцев, а местами и хлоритоид-серицитовых сланцев и карбонатных пород. Некоторые исследователи считают, что верхний отдел отделен от среднего перерывом и, возможно, даже угловым несогласием. Однако вопрос этот еще является спорным, тем более, что и самая граница верхнего и среднего отделов не всеми исследователями проводится одинаково.

Перерыв, но уже без углового несогласия, указывается в некоторых стратиграфических схемах между нижним и средним отделами криворожской толщи.

В других районах развития криворожской толщи, например в Верховцевской аномалии и в Орехово-Павлоградской полосе, кластические осадочные породы нижнего отдела отсутствуют, и железистые кварциты и сланцы среднего отдела залегают непосредственно на амфиболитах. Так как мощность этих кластических пород, представляющих собой осадки мелкого моря, не велика, порядка 100 м, то выпадение их из разреза при более интенсивном развитии эффузивных пород является вполне возможным.

Складчатость криворожского суперкрустального комплекса — верхнеархейская или нижнепротерозойская, характеризуется отчетливо выраженным субмеридиональным простираанием.

По минеральным ассоциациям и проявлениям метаморфизма эта толща резко отличается от гнейсовой толщи. В ней наблюдаются как слабо метаморфизованные песчаники, филлиты и глинистые сланцы, так

и полнокристаллические крупнозернистые породы, отвечающие высокотемпературным минеральным ассоциациям. Резкое различие в степени метаморфизма весьма часто наблюдается на небольших расстояниях, причем прогрессивный метаморфизм нередко сопровождается наложением регрессивного метаморфизма (диафтореза), вызывающего более низкотемпературное минералообразование. Чрезвычайно интенсивно развиты явления метасоматоза, приводящие к образованию куммингтонитовых сланцев, щелочно-амфиболовых сланцев, эгиринитов, альбититов и железных руд. Указанные черты метаморфизма криворожской толщи позволяют генетически связывать его с циркуляцией гидротермальных растворов.

Типичных проявлений контактово-инъекционного метаморфизма с образованием послойно инъецированных пород, столь характерных для гнейсовой толщи, здесь нигде не наблюдается.

Все перечисленное показывает, что метаморфизм криворожской толщи носит совсем иной характер, имеет иную причину и принадлежит другому этапу формирования Украинского щита, нежели метаморфизм гнейсовой толщи.

Овручская толща

Третьим по возрасту суперкрустальным комплексом является овручская толща кварцевых песчаников, кварцитов, конгломератов и пироксилитовых сланцев, развитая в северной части щита около г. Овруча. Цвет пород — преимущественно красный, пестрый, реже белый. Залегание — сравнительно спокойное, со слабой складчатостью восток-северо-восточного простираения.

Вместе с породами этой толщи встречаются кварцевый порфир и сургучно-красная яшма; возрастные взаимоотношения их с овручской толщей еще не вполне ясны.

По возрасту овручская толща большинством исследователей рассматривается как верхнедокембрийская, более древняя, чем коростеньский магматический комплекс габбро-лабрадоритов и рапакиви. Она имеет характер платформенных отложений небольшой мощности и, повидимому, небольшого площадного развития. Она резко отличается от криворожской толщи по литологическому составу, характеру тектоники и метаморфизму.

Вопрос о белых кварцитах

В украинском докембрии в ряде мест Приднестровья наблюдаются небольшие останцы белых кварцитов, стратиграфическое положение которых не ясно. Одни исследователи видят в них реликты какой-то особой осадочной толщи, более древней, чем криворожская толща, но более молодой, чем гнейсовая; другими они рассматриваются как аналоги нижнего или, наоборот, верхнего отдела криворожской толщи; и, наконец, третьи считают их результатом окварцевания пород различного возраста и различного генезиса, т. е. образованиями, не имеющими определенного стратиграфического положения.

Более молодые осадочные образования Приднестровья, бассейна р. Корчика, р. Иквы, Ровно, Горыньграда и других мест относятся уже к палеозойским отложениям и поэтому в настоящем очерке не рассматриваются.



Геологическая схема Украинского кристаллического щита. (Составлена Ю. Ир. Половинкиной).

Суперкрупные комплексы: 1 — гнейсовая толща; 2 — гнейсовая толща, инъекционные гнейсы; 3 — криворожская толща; 4 — овручская толща. Магматические комплексы. А — кировоградский комплекс: 5 — гранодиорит и плагногранит; 6 — кировоградский гранит; 7 — житомирский гранит; 8 — мигматиты серых гранитов; 9 — чудновско-бердичевский гранит; В — днепровско-токовский комплекс: 10 — днепровский гранит; 11 — мигматиты днепровского гранита; 12 — красные граниты (черно кварцевый, уманьский, токовский, осницкий, клесовский; 13 — чарнокиты и другие гибридные породы; 14 — полимигматиты и мигматиты красных гранитов; 15 — основные породы; D — коростеньский комплекс: 16 — лабрадориты, габбро-нориты, монзониты; 17 — рапакиви и другие граниты; Г — приазовский комплекс: 18 — основные кислые и щелочные породы.

Магматические комплексы

Как уже указано, интрузивные породы Украинского щита являются наиболее распространенными. При современном состоянии изученности щита в нем можно выделить три докембрийских магматических комплексов и один или два послепротерозойских. Последовательность комплексов во времени определяется преимущественно по взаимному пересечению пород различных комплексов, и поэтому не всегда может быть вполне установлена. Важно учитывать также взаимоотношения пород отдельных магматических комплексов с описанными выше суперкрупными комплексами.

Мы выделяем в составе докембрия Украинского щита следующие комплексы: 1) кировоградский, 2) днепровско-токовский или осницкий и 3) коростеньский.

Приазовский щелочной комплекс и молодые граниты Волновахи, Екатериновки и других мест Приазовья мы, вслед за другими исследователями, относим к герцинским образованиям.

Существование особого подольского чарнокитового комплекса как магматического мы отрицаем.

В каждом комплексе известны как основные, так и кислые породы, причем основные принадлежат начальным (а иногда — поздним) этапам формирования комплекса и не пользуются большим развитием; кислые — различные гранитоиды — являются во всех комплексах господствующими. Вследствие этого магматические комплексы получили у украинских геологов наименование по наиболее характерной и распространенной для каждого из них разности гранита.

Кировоградский комплекс

Г р а н и т ы

Наиболее распространенными породами этого комплекса являются серые граниты, известные в двух разностях: серый порфиоровидный, собственно кировоградский гранит и серый равномернозернистый житомирский гранит.

Кировоградский гранит характеризуется светлосерым цветом и постоянным присутствием таблицеобразных порфиоровидных выделений белого или розового микроклина размерами от 2—3 до 5—6 см, нередко флюидално расположенных. Этот гранит образует крупные самостоятельные массивы, в своей внутренней тектонике и в своем положении относительно вмещающих гнейсов подчиненные тектонике последних. Массивы эти не расслоенные; никакой смены пород в пределах их не наблюдается.

Наиболее крупные тела кировоградского гранита расположены в средней части Украинского щита. Здесь установлены: 1) большой Долинский массив, занимающий среднюю часть Ингуло-Ингулецкого водораздела; 2) расположенный к западу от него большой Кировоград-Бобринецкий массив; 3) небольшой Куколовский массив, расположенный к северо-востоку от Долинского; 4) массив бассейна р. Мертвовода; 5) небольшой Новоград-Вольнский массив; 6) еще меньший Коростышевский массив на р. Тетерева.

Разновидностями кировоградского гранита считаются и несколько более мелкозернистый порфиоровидный гранит, слагающий небольшой

Богуславский массив в районе г. Богуслава, а также крупнозернистый пегматоидный гранит окрестностей г. Фастова.

Уманьский гранит, образующий небольшой массив в районе г. Умани и относимый многими исследователями к кировоградскому граниту, в действительности резко от него отличается и должен быть отнесен к более молодым гранитам.

Серый равномернозернистый гранит является также весьма распространенной породой, особенно в западной части Украинского щита, в районе Житомира, откуда и пошло его название «житомирский гранит». Он редко занимает сплошь большие площади, а в большинстве случаев образует в толще гнейсов небольшие тела, вытянутые по простиранию гнейсов и подчиненные тектонике последних. Эти интрузивные тела окружены зоной гнейсов с обильной инъекцией светлосерым или белым гранитовым, аплитовым или пегматитовым материалом. Наблюдаются как тонкая послойная инъекция, так и мощные крупнозернистые пегматитовые тела, располагающиеся пачками по простиранию гнейсовых участков. Так создаются пегматитовые поля, хорошим примером которых является Приникульская гнейсовая полоса.

Петрографически серые граниты характеризуются несколько большей основностью, чем более поздние красные граниты. Химически это выражается в несколько пониженном содержании SiO_2 , в несколько повышенном содержании окислов RO и в почти равном содержании щелочей или незначительном преобладании K_2O над Na_2O . Цветной минерал в них — биотит, реже — биотит и роговая обманка, и лишь в исключительных случаях (с. Куколовка) встречается диопсид. Полевые шпаты присутствуют в более или менее равных количествах, или даже плагиоклаз преобладает. Кварц этих гранитов светлый или слегка дымчатый.

Другие гранитоиды

Вместе с серыми гранитами, в подчиненном количестве, в ряде мест (на Волини, на Гнилом Тикиче, в верховьях р. Ингульца и по Днепру) встречаются более основные породы — гранодиориты, в большинстве случаев обогащенные амфиболом.

К кировоградскому комплексу относится также плагиоклазовый гранит, развитый по р. Саксагани к востоку от Криворожской полосы, а также в верховьях р. Саксагани и по р. Лозоватке. Это серый массивный гранит, совершенно лишенный калиевого полевого шпата.

С шепетовским гранодиоритом генетически связан чудновско-бердичевский серый гибридный гранит, развитый на Волини. Наиболее характерной чертой его является постоянное содержание красного граната и кордиерита, реже силлиманита и графита, а также зональных ксенолитов гнейса.

Мигматиты серых гранитов

Области распространения гранитов кировоградского комплекса характеризуются большим развитием мигматитов. Процесс образования их может быть различным; это или ассимиляция участков и обломков вмещающих пород (гнейсов) гранитным расплавом, или пропитывание толщи гнейсов растворами, исходящими из гранитного расплава. Так создаются мигматиты более или менее четкого послойного сложения или беспорядочно полосатые и пестрые породы, развитые по р. Днепру от

Кременчуга до Никополя и по р. Ингульцу от Кривого Рога почти до с. Петрова.

Местами в мигматитах наблюдается более или менее интенсивное развитие калиевого метасоматоза в виде образования розового микроклина. Мы связываем этот процесс с более поздними красными гранитами, весьма богатыми микроклином.

Наложение калиевого метасоматоза усложняет характер породы и приводит к образованию полимиктитов. Местами микроклинизация настолько интенсивна, что создаются участки красного „гранита“.

С этим же процессом связано образование своеобразных гибридных пород, представляющих мигматит, в котором развились более или менее обильные крупные индивиды розового или красного микроклина. По внешнему виду такая порода имеет сходство с кировоградским гранитом, отличаясь от последнего более темной и богатой биотитом «основной массой», а также более густым розовым или красным цветом крупных выделений микроклина. Под микроскопом устанавливается образование ее путем калиевого метасоматоза. В противоположность кировоградскому граниту, такая порода не показывает эруптивного контакта с вмещающими породами и не занимает больших площадей, а, наоборот, на коротких расстояниях переходит в обычный мигматит. Примером такой породы может служить «гранит» карьера Савро в балке Демуриной, в северной части Криворожья.

Возраст гранитов кировоградского комплекса

Изучение взаимоотношений серых гранитов и сопровождающих их пегматитов с гнейсовой толщей позволяет установить, что эти граниты моложе гнейсовой толщи; что интрузия их происходила одновременно со складчатостью гнейсовой толщи; что метаморфизм гнейсовой толщи связан с интрузией серых гранитов и с образованием сопровождающих их пегматитов.

Что касается взаимоотношений этих гранитов с криворожской толщей, то имеются совершенно неоспоримые доказательства более молодого возраста последней. Доказательства эти таковы:

1. Серые граниты нигде не секут пород криворожской толщи. Предположения о наличии такого пересечения в северо-западном углу карьера Колотти (северная часть Криворожского бассейна) при проверке не подтвердились, гранитов там не оказалось.

2. Амфиболиты, подстилающие криворожскую толщу, секут плагиоклазовый гранит. Это хорошо наблюдается в большом обнажении на р. Саксагани, у ст. Мудреной. Здесь устанавливается, что в контакте с плагиоклазовым гранитом амфиболит плотен, тонкозернист и обнаруживает реликтовую порфиритовую структуру; дальше от контакта он крупнозернист и имеет реликтовую диабазовую структуру. Несмотря на позднейшие наложенные метасоматические изменения пород (биотитизация), характер реликтовых структур с несомненностью показывает закалку амфиболитовой породы у контакта с холодным плагиоклазовым гранитом.

3. В средней части Криворожья, в одном из погребов поселка, установлено налегание аркозов нижнего отдела криворожской толщи на размытую дресвянистую поверхность плагиоклазового гранита.

Такие наблюдения уже давно позволили исследователям Кривого Рога считать плагиоклазовый гранит докриворожским. Повторная

ревизия этого вопроса некоторыми современными исследователями является бездоказательной.

Совершенно иной характер метаморфизма криворожской толщи по сравнению с гнейсовой толщей, совершенно иные минеральные ассоциации и полное отсутствие в толще пегматитовых полей и обильной тонкой инъекции белым аплито-пегматитовым материалом находятся также в полном согласии с более древним возрастом гранитов кировоградского комплекса.

Основные и ультраосновные породы

Основные и ультраосновные породы кировоградского комплекса известны в Завалье-Хашеватском районе Побужья, в западном и среднем Приазовье. Они представлены различными перидотитами, серпентинитами, пироксенитами, а также габбро, габбро-норитами, горнбленидами и амфиболитами, образующими небольшие интрузивные массы в толще гнейсов. В ряде мест они прорываются гранитами, в том числе серым житомирским гранитом, чем доказывается более древний возраст этих основных пород. Все исследователи Украины единогласно и совершенно справедливо считают их наиболее древними интрузивными породами докембрия. Однако мы не можем согласиться с отнесением этих пород к так называемой подольской чарнокитовой формации или подольскому чарнокито-норитовому комплексу. Существование такого магматического комплекса, как указано выше, мы отрицаем и считаем чарнокиты гибридными породами, связанными с более поздним днепровско-токовским комплексом.

«Подольская чарнокитовая формация» в настоящее время еще очень мало изучена; в эту формацию объединены такие весьма разнообразные и разновременные образования, как пироксено-плагиоклазовые гнейсы, интродуцировавшие в них габбро, пироксениты и перидотиты, а также возникшие значительно позже гибридные чарнокитовые породы. Выше уже указано, что пироксено-плагиоклазовые гнейсы принадлежат к наиболее древнему, нижнеархейскому суперкрупстальному комплексу. Основные и ультраосновные породы интродуцируют в них более или менее одновременно со складчатостью гнейсов или ранее ее и, следовательно, принадлежат кировоградскому комплексу, относясь к ранним этапам его формирования.

Завершающим этапом формирования кировоградского комплекса надо считать внедрение даек диабазов (и амфиболитов) субмеридионального простирания, особенно обильно развитых по р. Ингульцу, к западу от Криворожской метаморфической полосы. Отсутствие этих даек в криворожской толще подчеркивает их докриворожский возраст.

Таким образом, возраст кировоградского комплекса определяется как нижнеархейский. После внедрения даек диабазов наступает новый этап в жизни Украинского щита. Создается новый прогиб геосинклинального типа, в котором идет накопление материала нового суперкрупстального комплекса — криворожской толщи, и подготавливается развитие нового магматического комплекса, получившего название «днепровско-токовский комплекс».

Днепровско-токовский комплекс

В днепровско-токовском комплексе украинские геологи объединяют розовые и красные граниты, более молодые, чем граниты кировоград-

ского комплекса. Сюда относятся розовый днепровский гранит, токовский красный порфировидный гранит, чернокварцевые граниты Ингуло-Ингулецкого района и Ново-Даниловки на р. Висуни, красный трахитоидный гранит в системе р. Ингула, уманьский гранит и осницкие граниты северо-западной части щита. В связи с этими гранитами наблюдается также образование мигматитов и особенно гибридных пород (чарнокитов). Пегматитообразование развито значительно слабее, чем в гранитах кировоградского комплекса.

В днепровско-токовском комплексе также известны основные и ультраосновные породы, играющие совершенно подчиненную роль.

Все породы этого комплекса (за исключением эффузивов) моложе криворожской толщи, и, следовательно, геологический возраст их — верхнеархейский или нижнепротерозойский.

Граниты

Наиболее распространенной породой этого комплекса является мелкозернистый розовый или красный аплитоидный гранит, так называемый днепровский гранит. Он развит по всей территории Украинского щита и везде относится исследователями ко второму периоду магматической деятельности. Он наблюдается как более позднее образование в мигматитах р. Днепра (откуда и название «днепровский»), р. Ингульца и верховий р. Саксагани. В западной части бассейна р. Ингульца он слагает периферическую зону чарнокито-гранитовых массивов и образует полосчатые розовые гранитизированные породы. Чарнокитовые породы Подолии повсеместно связаны совершенно постепенными переходами с розовым аплитоидным гранитом, так как они возникают в результате процессов калиевого метасоматоза, связанного с образованием этого гранита. Тот же розовый гранит слагает периферическую зону Уманьского массива.

В среднем Приднепровье, в Криворожском бассейне и в других районах развития криворожской толщи (в так называемых аномалиях) устанавливается более молодой возраст днепровского гранита по отношению к этой толще. В Кривом Роге не обнаружено секущих метаморфическую толщу тел розового гранита, и самый гранит имеет здесь характер не столько магматической интрузивной породы, сколько породы, возникшей в результате интенсивной гранитизации каких-то более древних пород. Такая гранитизированная розовая слонстая порода развита, например, по р. Желтой, к востоку и западу от Анновской и Желторецкой полос криворожской толщи. Процесс гранитизации обусловлен поступлением горячих растворов из интрузирующей магмы; связанное с этим повышение температуры вызывает более интенсивный метаморфизм пород криворожской толщи. Вследствие этого вместо филлитов, кварцево-серицитовых микросланцев и железистых микрокварцитов средней части Криворожья здесь образуются силлиманитовые и ставролитовые слюдяные сланцы и полиминеральные магнетитовые кварциты, богатые амфиболами и пироксенами. С тем же процессом связаны и некоторые локальные проявления калиевого метасоматоза (микроклинизации), установленные в настоящее время в ряде мест Кривого Рога (район Карнаватки, б. Тимашевой и др.).

Такой же розовый аплитоидный гранит и в таких же проявлениях установлен в метаморфической толще аномалий р. Конки, Орехова,

Корсак Могилы и др.; везде он оказывается более молодым, чем этот второй по возрасту суперкрустальный комплекс.

Мелкозернистый розовый аплитондный гранит является очень распространенной разновидностью гранитов и известен в ряде древних докембрийских массивов. Весьма возможно, что в одном и том же кристаллическом щите (например, Украинском) он может принадлежать разным магматическим комплексам, т. е., иными словами, у нас не может быть полной уверенности в том, что все проявления этого гранита принадлежат описываемому днепровско-токовскому комплексу — часть их может быть более молодой.

Несомненно лишь то, что всюду этот гранит моложе гранитов кировоградского комплекса.

К днепровско-токовскому комплексу относится небольшая интрузия токовского красного порфиroidного гранита, развитого в нижнем течении р. Каменки, впадающей в р. Бузулук, и по р. Бузулуку ниже Каменки. Среди сплошных выходов и скал здесь заданы два карьера. Массив этот не оконтурен, форма и размеры его не известны; предполагается, что площадь его на поверхности эрозии около 40—50 кв. км.

Также не оконтурен массив красного чернокварцевого гранита, вскрытого большой каменоломней на р. Висунь. Гранит содержит ксенолиты черного биотитового гнейса, внутри которых метасоматическим путем возникают мигматобласты красного микроклина.

К днепровско-токовскому комплексу относятся, повидимому, и чарнокито-гранитовые массивы бассейна р. Ингульца. Массивы имеют ассиметричное расслоенное строение, начинаясь на западе массивными темнозелеными или зеленовато-черными, часто порфиroidными чарнокитовыми породами, переходящими по направлению на восток в крупнозернистые бурые и красные чернокварцевые граниты. Еще далее на восток гранит становится более мелкозернистым и более светлым и постепенно переходит в описанный выше розовый аплитондный днепровский гранит, слагающий краевую зону массивов.

Характерной чертой преобладающей в массиве разности гранита является смоляно-черный цвет его кварца. Полевые шпаты породы — преобладающий мясо-красный или бурый микроклин и зеленовато-серый более светлый плагиоклаз. Цветные минералы в части, прилегающей к чарнокитам, — биотит, роговая обманка и гиперстен, дальше от чарнокитового края массива — биотит и роговая обманка, и у восточной периферии массива — только биотит в малых количествах. В том же направлении в массиве убывают густота черного цвета кварца и размеры зерна породы.

Весьма редко, а именно в некоторых участках биотито-гиперстено-роговообманкового гранита карьера с. Братолюбовки, проявляется структура рапакиви; кое-где в граните мелкие (около 2 см) оvoidы мясо-красного микроклина обрастают оболочкой (около 0.5—0.3 см) зеленовато-серого плагиоклаза. Это сближает гранит Братолюбовки с рапакиви более позднего коростеньского комплекса. Некоторые исследователи считают даже более правильным относить чарнокито-гранитовые массивы бассейна р. Ингульца не к днепровско-токовскому, а к коростеньскому комплексу. Однако граниты эти существенно отличаются от рапакиви по своему химизму, в частности значительно более низким отношением железа к магнию, тогда как для рапакиви как для платформенных интрузий как раз характерно весьма высокое значение этого отношения.

Вопрос о положении чарнокито-гранитовых массивов в стратиграфической схеме Украинского кристаллического щита остается, таким образом, нерешенным и нуждается в дальнейших исследованиях.

К днепровско-токовскому комплексу следует отнести и небольшой Уманьский плутон, ошибочно относимый украинскими геологами к кировоградскому комплексу. Средняя часть этого плутона сложена серо-бурым или красно-бурым среднезернистым чернокварцевым гранитом с мелкими вкрапленниками полевого шпата, а периферия — розовым аплитоидным гранитом. Гранит средней части весьма похож по внешнему виду, цвету, структуре и текстуре на серовато-бурые участки гранита чарнокито-гранитовых массивов, наблюдающиеся вблизи чарнокитовых пород. С кировоградским гранитом он также не имеет ничего общего.

Наконец, в северо-западной части Украинского щита к днепровско-токовскому комплексу относят два массива так называемых осницких гранитов; северный из них имеет площадь около 900 кв. км, южный — около 25 кв. км. Массивы характеризуются грубо полосчатым сложением, обусловленным почти широтно ориентированными полосами или овальными телами более крупнозернистых пород среди аплитоидных разностей.

Осницкие граниты массивны, часто порфировидны, показывают большие колебания в размерах зерна (от 25 до 0.5 мм) и в содержании темноцветных минералов. Кварц в них темносерый; иногда его очень много. Соотношения плагиоклаза и микроклина подвержены большим колебаниям, так же как и основность плагиоклаза (от 20 до 60% анортита по данным Л. Г. Ткачука). Цветной минерал — биотит и иногда в подчиненном количестве зеленая роговая обманка.

Вместе с осницкими гранитами развиты несколько более ранние (они секутся осницкими гранитами) клесовские аплито-граниты, которые Л. Г. Ткачук относит, однако, к тому же комплексу. Это плотные, массивные или сланцеватые тонкозернистые породы, с высоким содержанием микроклина, резко преобладающего над плагиоклазом; они богаты кварцем и содержат 3—5% биотита.

Как видим, в группу гранитов днепровско-токовского комплекса отнесены довольно разнообразные породы, и возможно, что дальнейшее изучение их приведет к необходимости разделить их на два или даже большее количество комплексов. Часть этих гранитов может отойти к коростеньскому комплексу, а часть может оказаться и еще более молодыми, в том числе и герцинскими.

Общим для всех этих гранитов оказывается не только их внешний вид, но и их химизм.

По сравнению с гранитами кировоградского комплекса они характеризуются следующими чертами: 1) красные граниты богаче кремнекислотой и одновременно беднее глиноземом; это значит, что они богаче кварцем, чем кировоградские граниты; 2) в содержании щелочей в красных гранитах намечается почти постоянный перевес K_2O над Na_2O ; это указывает на большую роль в них микроклина; 3) общее содержание окислов RO в красных гранитах гораздо ниже, чем в кировоградских; это значит, что красные граниты беднее темноцветными минералами и анортитовой составляющей плагиоклаза; 4) среднее отношение FeO и MgO в обеих группах одинаковое и невысокое; следовательно и те и другие граниты не имеют черт, характерных для интрузий платформ.

Основные и ультраосновные породы днепровско-токовского комплекса

Основные и ультраосновные породы в днепровско-токовском комплексе, так же как и в кировоградском, играют подчиненную роль; они являются также более ранними, чем кислые породы, и частью представлены эффузивными разностями эпохи накопления осадков криворожской толщи.

Метабазиты и ультраметабазиты Кривого Рога. Наиболее ранними из них являются метабазиты, подстилающие в виде покрова метаморфическую толщу Кривого Рога, а также огалькованные и карбонатизированные эффузивы (тальковые сланцы), входящие в состав этой толщи. Эффузивный характер метабазитов может считаться в настоящее время вполне доказанным, так как установлено переслаивание в их толще покровов, содержащих миндалины и лишенных миндалин, а иногда и прослоев пород осадочного происхождения. Также вполне доказанным надо считать более молодой возраст метабазитов Кривого Рога по сравнению с плагиоклазовым гранитом, который они прорывают. Метабазиты Кривого Рога представлены двумя разностями: по р. Саксагани развиты альбитизированные и эпидотизированные породы («зеленокаменные породы»), южнее по р. Ингульцу развиты амфиболиты с плагиоклазом средней основности. Такие же амфиболиты наблюдаются в других районах магнитных аномалий.

Эффузивными породами являются несомненно и тальковые сланцы, залегающие в низах среднего отдела криворожской толщи. Хотя такое предположение, впервые высказанное нами, и вызвало сначала резкие возражения, но, однако, сейчас эффузивный характер этих пород признается уже большинством исследователей, в том числе и знатоком основных пород Украины И. С. Усенко. В этих породах установлены реликты порфировых структур и миндалины, выполненные карбонатом и тальком, а также такие минералы, как оливин, серпентин, идингсит.

В других районах развития криворожской толщи горизонт аркозов и филлитов (нижний отдел), разделяющий в разрезе покров зеленокаменных пород и тальковые сланцы, отсутствует, и покров зеленокаменных пород имеет большую мощность, очевидно соответствуя и горизонту тальковых сланцев. Вследствие этого породы среднего отдела залегают непосредственно на амфиболитах. Такое отличие в стратиграфическом разрезе надо считать фациальным различием, весьма обычным в тех случаях, когда в разрезе участвуют эффузивные породы.

В настоящее время в ряде районов развития криворожской толщи, на севере Криворожского района, в Орехове и Липовце, установлены интрузивные ультраосновные породы — серпентинизированные пироксениты и перидотиты. В Кривом Роге эти серпентиниты несомненно принадлежат описываемому днепровско-токовскому комплексу и не могут быть отнесены к более древнему кировоградскому. Доказательства в пользу этого следующие: на Могиле Бабе, по данным Б. М. Славуцкого, они прорывают штокообразными телами почти широтного простирания плагиоклазовые граниты и их мигматиты; в балке Приворотной, по данным А. П. Никольского, серпентиниты секут покров зеленокаменных пород в низах криворожской толщи.

С развитием геолого-разведочных работ на Украинском щите количество известных мест с выходами основных и ультраосновных пород непрерывно возрастает.

Чарнокиты и другие гибридные породы. В числе основных пород, связанных с днепровско-токовским комплексом, надо указать также чарнокиты, широко развитые в Украинском щите. Большой областью распространения их является Побужье; небольшими участками они наблюдаются в чарнокито-гранитовых массивах в системе р. Ингульца (слагают северо-западную часть обоих массивов) и на р. Тясминие.

В двух последних районах чарнокиты носят несомненно гибридный характер и возникают на контакте красных чернокварцевых гранитов с пироксено-плагиоклазовыми гнейсами.

На Побужье чарнокиты образуют большую область весьма сложного состава. Генезис их здесь еще недостаточно изучен, в связи с чем в украинской геологической литературе и появилось представление о существовании особого подольского чарнокитового комплекса. Все исследователи чарнокитов подчеркивают две характерные их черты: постоянную связь с пироксено-плагиоклазовыми гнейсами, — почти каждое обнажение чарнокитов показывает наличие большого количества ксенолитов гнейсов, в той или иной степени переработанных, — и постоянно наблюдающиеся совершенно постепенные переходы их в розовый аплитонидный гранит (днепровский гранит).

Все чарнокиты очень неоднородны и даже в пределах одного обнажения показывают неоднократные переходы одной разности в другую. Это темные зеленовато-черные породы, которые часто характеризуются полосчатым сложением с чередованием полос, различно обогащенных цветными минералами, или различной величины зерна. Характерно, что при всей своей разнородности они обладают одинаковым качественным минералогическим составом при весьма различных количественных взаимоотношениях минералов.

Главными минералами в них являются антипертитовый плагиоклаз, основность которого колеблется от олигоклаза до лабрадора, и ортоклаз или микроклин; из темноцветных минералов преобладает гиперстен; в меньших количествах присутствуют диопсид и биотит и, реже, роговая обманка. Кварц имеется всегда, и даже основные разности чарнокитов содержат его в небольших количествах.

По степени основности среди чарнокитов различают собственно чарнокит или гиперстеневый гранит, гиперстеневые диориты, тоналиты, адамеллиты, монцититы, а также более основные аналоги норитов и кварцевых норитов.

Иногда эти породы называются в украинской литературе сборным наименованием «бугиты».

Все эти особенности чарнокитов говорят в пользу признания их породами гибридными, возникшими из пироксено-плагиоклазовых гнейсов, а также из основных и ультраосновных магматических пород кировоградского (а может быть и днепровско-токовского) комплекса под воздействием красных гранитов. Красные граниты в этом районе проявлены в виде аплитонидной разности, возникшей из весьма подвижной магмы, богатой растворами, или даже из растворов. Воздействие этих растворов на более древние основные породы и гнейсы привело к образованию чарнокитов.

В районе р. Соби и в верховьях р. Роськи наблюдаются биотитороговообманковые диориты и гранодиориты, по своему генезису стоящие весьма близко к чарнокитам и образующие массив, вытянутый в северо-западном направлении. Массив имеет сложное строение, обусловлен-

ное, с одной стороны, содержанием в диоритах и гранодиоритах большого количества ксенолитов амфиболо-плагноклазовых гнейсов и известняков, а с другой стороны — постепенными переходами диоритов и гранодиоритов в розовый аплитовидный гранит. Таким образом, генетическая ассоциация этих пород с гнейсами и с розовым гранитом повторяет ассоциацию, в которой развиваются чарнокиты. Существенной разницей является в данном случае наличие амфиболо-плагноклазовых гнейсов вместо пироксено-плагноклазовых; в несомненной связи с этим стоит и главное отличие этих пород от чарнокитов — полное или почти полное отсутствие пироксенов.

Гранодиориты и диориты р. Соби имеют равномернозернистое сложение и темносерый цвет, обусловленный не только содержанием темноцветных минералов, но и стально-серым цветом плагноклаза и дымчатым кварцем. Минералогический состав их: плагноклаз (олигоклаз или андезин), калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка, кварц и акцессорные минералы. Обогащаясь розовым микроклином, гранодиориты постепенно переходят в розовый гранит.

Гибридные породы р. Соби получили у украинских геологов наименование «собиты».

В Винницком районе развиты своеобразные зеленовато-серые гранатовые мигматиты, также связанные постепенными переходами с гиперстено-биотитовыми чарнокитовыми гранитами и с розовым аплитопегматитовым гранитом. Для них характерны также полосатое сложение и постепенные переходы в инъецированные гнейсы. В состав гранатовых мигматитов входят олигоклаз, часто антипертитовый, калиевый полевой шпат, голубоватый кварц, биотит, темнокрасный гранат и акцессорные минералы.

В северной части района эти породы граничат с чудновско-бердичевским гибридным гранитом, с которым они имеют сходство и по минералогическому составу.

Заканчивая обзор гибридных основных пород Подолии, подчеркнем еще раз их генетическую связь с розовым аплитовидным гранитом, вероятно являющимся аналогом днепровского гранита. Флюидная фация его кристаллизовалась, повидимому, уже из растворов метасоматическим путем. Там, где поступала сама магма, очевидно также богатая флюидным материалом и способная к контаминации, возникали гранодиориты, диориты и чарнокитовые породы. Эти гибридные породы содержат пироксен (гиперстен) там, где магма реагировала с пироксено-плагноклазовыми гнейсами и габбро-норитами более ранних интрузий, и амфибол — там, где магма реагировала с амфиболо-плагноклазовыми гнейсами.

Габбро и диориты, связанные с осницкими гранитами

С осницкими гранитами Ровенской области также связаны небольшие массивы, неправильные участки и ксенолиты основных пород, преимущественно амфиболовых габбро. Под воздействием осницких гранитов габбро переходят в монзониты, габбро-диориты, а также и своеобразные гибридные породы, получившие название «выривские диориты». Это темносерая, почти черная порода, состоящая из зонального основного плагноклаза (от № 60 до № 35, тогда как в габбро зональный плагноклаз от № 80 до № 48), роговой обманки, биотита, примеси кварца, калие-

вого полевого шпата и аксессуарных минералов. С увеличением содержания кварца и калиевого полевого шпата возникают кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты.

Общая характеристика комплекса

Необходимость выделения особого магматического комплекса, более молодого, чем кировоградский, но более древнего, чем коростеньский, и к тому же не обладающего столь явными чертами платформенных интрузий, как свойственно коростеньскому комплексу, — признается в настоящее время всеми исследователями Украины. Такой комплекс Н. П. Семеновенко в своих работах называет днепровско-токовским; Л. Г. Ткачук для Ровенской области выделяет его под наименованием «осницкий». Однако отнесение к этому промежуточному комплексу тех или иных интрузий является в значительной степени условным и спорным. Также условным оно является и в нашей схеме.

В основу наших представлений о днепровско-токовском комплексе положены следующие соображения: 1) этот комплекс формируется в условиях развивающейся подвижной зоны земной коры; ранние этапы развития этой зоны отвечают накоплению осадочного и эффузивного материала криворожской толщи, т. е. второго по возрасту суперкрупного комплекса; 2) граниты этого комплекса характеризуются преимущественно красным или бурым цветом, большим содержанием микроклина и часто темным, дымчатым или даже черным цветом кварца; 3) граниты этого комплекса богаты флюидным материалом и поэтому сопровождаются зонами аплитондного или аплито-пегматоидного днепровского гранита и полосатыми зонами гранитизации; вызываемый ими калиевый метасоматоз в области развития мигматитов серых гранитов создает весьма пестрые породы — полимигматиты и нередко особые порфиробластовые или мигматобластовые породы, внешне похожие на кировоградские граниты (см. выше); 4) реагируя с более древними породами — пироксено-плагноклазовыми гнейсами, амфиболитами, габбро и др., эти граниты создают весьма своеобразные гибридные чарнокитовые породы различной степени основности.

Образование гибридных пород, зон гранитизации и всевозможные проявления калиевого метасоматоза составляют наиболее характерную черту гранитов этого комплекса. Инъекционных явлений и связанной с ними мигматизации, а также обильного пегматитообразования, столь характерных для гранитов кировоградского комплекса, в связи с гранитами днепровско-токовского комплекса не наблюдается.

На основании изложенных признаков мы и объединяем в днепровско-токовский комплекс ряд описанных выше гранитов, оговаривая везде, где в этом есть необходимость, как условность, так иногда и спорность такого отнесения. В частности, повторяем, это касается чарнокито-гранитовых массивов системы р. Ингульца.

Основные и ультраосновные породы в этом комплексе, так же как и в кировоградском, играют подчиненную роль, причем далеко не всегда имеются бесспорные критерии для отнесения этих пород к образованиям того или иного комплекса. Особое положение занимают чарнокитовые породы, которые не встречаются в кировоградском комплексе и не характерны для коростеньского.

Самыми молодыми породами днепровско-токовского комплекса являются почти широтные дайки оливинового диабазы, секущие криво-

рожскую свиту. Интрузия этих даек происходила уже после завершения криворожской складчатости. Возраст днепровско-токовского комплекса — послекриворожский, т. е. верхнеархейский или нижнепротерозойский.

Коростеньский комплекс

Для коростеньского комплекса характерны сложные плутоны, состоящие из более ранних пород — габбро, габбро-коритов, лабрадоритов и более поздних — рапакиви, рапакивиобразных и других гранитов. Местами наблюдается развитие пород промежуточного характера — монцонитов, габбро-сиенитов, пироксеновых сиенитов, имеющих характер гибридных пород. В последние стадии образования плутонов появляются щелочные сиениты, имеющие совершенно подчиненное значение.

В Украинском кристаллическом щите установлены два массива такого строения: Коростеньский, занимающий северо-восточную часть Волыни, и Корсунь-Новомиргородский, расположенный в 200 км к юго-востоку от Коростеньского.

Как указано ранее, возможно, что к числу этих массивов надо отнести и чернокисто-гранитовые массивы бассейна р. Ингульца, в гранитах которых местами проявляется структура рапакиви.

Основные породы

Основные породы в обоих массивах образуют большие массы и частью более мелкие участки различных размеров, со всех сторон окруженные гранитами. Наиболее характерной породой является почти мономинеральный лабрадорит, широко известный как красивейший декоративный зеленовато-черный камень. Реже наблюдается светлый неирризирующий и белый лабрадорит. Эти породы состоят на 85% из лабрадора и содержат около 10% ортоклаза и 5% темноцветных минералов. При обогащении последними создаются переходы к габбро-норитам.

Из пород группы габбро преобладает оливиновый габбро-норит, состоящий из плагиоклаза (№ 45—50), моноклинного пироксена, гиперстена и оливина; в меньших количествах в состав его входят титаномagnetит, калиевый полевой шпат, биотит; изредка — кварц и роговая обманка; обилён апатит.

Для темноцветных минералов этих пород характерна значительная железистость.

С повышением содержания калиевого полевого шпата создается переход основных пород к монцонитам, характеризующимся еще большей железистостью феррических минералов. Местами (в Корсунь-Новомиргородском массиве) встречаются разности монцонитовых пород, которые можно назвать кварц-оливиновыми сиенитами; для них характерно одновременное присутствие минералов габбро — моноклинного пироксена, гиперстена, оливина и основного плагиоклаза — и минералов рапакиви — роговой обманки, грюнерита, кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Последний нередко образует оводны с плагиоклазовой оболочкой.

Монцонитовые породы, особенно обильно развитые в Корсунь-Новомиргородском массиве, показывают постепенные переходы в граниты.

С фазой интрузии основных пород связано, по мнению А. А. Полканова, а также В. С. Соболева, и образование габбро-норитовых

и габбро-монцонитовых порфиров, в том числе и так называемого вольтинита. Вольтинит имеет порфировую структуру с выделениями лабрадора, достигающими 1—2 см; в основной массе — титанистый аегит (нередко и гиперстен), плагиоклаз, роговая обманка, ильменит, апатит и изредка пирротин. Иногда они содержат заметные количества ортоклаза и кварца.

Ультраосновные породы в составе коростеньского комплекса не известны.

Граниты

Граниты образовались во вторую фазу формирования описываемых массивов. Они являются преобладающими породами и со всех сторон окружают участки основных пород. В этих массивах установлены следующие разновидности гранитов: рапакиви, рапакивиобразные граниты, красные чернокварцевые крупнозернистые, иногда трахитоидные, и мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры, микрограниты и аплиты.

Рапакиви характеризуются темным зеленовато-серым или красно-бурым цветом и весьма обильными овоидами калиевого полевого шпата. Различают мелкоовоидный (например малинский) рапакиви, с овоидами около 1 см, и крупноовоидный (например корсуньский) рапакиви, с овоидами до 5—6 см. Плагиоклазовые оболочки на овоидах имеются не всегда.

Для минералогического состава рапакиви характерно небольшое количество оливина и бесцветного железистого амфибола — грюнерита. Главным темноцветным минералом является зеленая роговая обманка с повышенным содержанием железа и щелочей; в небольшом количестве присутствуют моноклинный пироксен и биотит. Кварц — темный или даже черный.

Рапакивиобразные граниты являются преобладающими гранитами описываемых массивов. Это — темные, иногда почти черные, крупнозернистые порфировидные граниты. Порфировидные выделения в них также образованы калиевым полевым шпатом в виде овоидов или в виде ограниченных кристаллов; они также обрастают оболочками плагиоклаза, часто пойкило-пегматитового строения. Главным отличием этих гранитов от рапакиви является то, что вкрапленники в них расположены изолированно, в среднем около одного на квадратный дециметр поверхности породы, тогда как в рапакиви они обильны и составляют около одной трети породы.

Минералогический состав рапакивиобразных гранитов такой же, как и рапакиви, но из цветных минералов преобладает биотит. Характерно большое развитие пегматитовых прорастаний.

Биотитовые граниты являются менее распространенными и, повидному, несколько более поздними, хотя местами они связаны непосредственными переходами с рапакиви. Минералогический состав их значительно проще; главные минералы — темнокрасный микроклин, черный кварц и кислый плагиоклаз; цветной — только биотит. И здесь характерно обилие пегматитовых прорастаний.

Наблюдаются как крупнозернистые, так и более мелкозернистые разновидности биотитовых гранитов.

К коростеньскому комплексу следует отнести и красный трахитоидный гранит с черным кварцем, образующий самостоятельный массив в верховьях р. Каменки в бассейне р. Ингула, а также слагающий

восточную часть Корсунь-Новомиргородского плутона. Восточная граница плутона здесь прслеживается вполне отчетливо; к востоку от нее развит только серый порфировидный кировоградский гранит, а к западу — только красный трахитоидный гранит. По их контакту местами сохраняются небольшие пачки гнейсов. Таким образом здесь совершенно четко устанавливается, что это два различных гранита.

Украинские геологи, не считаясь с существенными петрографическими различиями, относят трахитоидный гранит к кировоградскому граниту. Однако породы эти резко различаются по цвету, по структуре и текстуре. В красном трахитоидном граните таблитчатые вкрапленники красного микроклина преобладают над основной массой, которая зажата между ними небольшими участками, т. е. наблюдается даже макроскопически устанавливаемая криптовая структура, отсутствующая в кировоградском граните. Четко выраженное взаимно параллельное расположение таблиц микроклина создает характерную трахитоидную текстуру гранита. Весьма характерны также обильный черный кварц и постоянное резкое преобладание микроклина над плагиоклазом. Цветной минерал — биотит; местами в небольшом количестве содержится диопсид.

На ошибочном отнесении красного трахитоидного гранита к кировоградскому комплексу основано и неправильное возрастное положение кировоградского гранита в стратиграфических схемах украинских геологов. В этих схемах древнейшим магматическим комплексом считается подольский чарнокито-норитовый комплекс, а комплекс кировоградских серых гранитов — более молодым. Этот вывод основывается на взаимоотношениях пород в карьерах на р. Тясьмине. По данным украинских геологов, здесь обнаруживаются чарнокитовые породы, пересеченные жилами кировоградского гранита. Наши наблюдения 1951 г. показали, что самыми древними породами в этих карьерах являются пироксено-плагиоклазовые гнейсы; их секут обильные жилоподобные тела темнокрасного чернокварцевого трахитоидного гранита, причем на контакте гнейса и гранита развивается зона чарнокита. Таким образом взаимоотношения пород в этих карьерах подтверждают нашу точку зрения на гибридный характер чарнокитовых пород и опровергают вывод некоторых исследователей о более молодом, по сравнению с чарнокитами, возрасте кировоградского гранита. Гранит этих карьеров — красный трахитоидный и не имеет ничего общего с кировоградским гранитом.

Красный трахитоидный гранит отличается также и от гранитов чарнокито-гранитовых массивов следующими признаками: 1) нерасслоенным характером его тел, сложенных одной породой; как основные, так и кислые краевые зоны в них не проявлены; 2) отсутствием зон гранитизации, характерных для аплитоидной периферии чарнокито-гранитовых массивов; 3) наличием трахитоидной текстуры и криптовой структуры, в породах чарнокито-гранитовых массивов не проявленных; 4) полным отсутствием в трахитоидном граните структуры рапакиви.

Трахитоидный гранит известен также на Волыни, в восточной части Коростеньского плутона.

Возрастное положение трахитоидного гранита еще не уточнено, и отнесение его к Коростеньскому комплексу обусловлено тем, что он безусловно не принадлежит кировоградскому комплексу и вряд ли принадлежит днепровско-токовскому комплексу.

Гранит-порфиры, микрограниты и аплиты, а также пегматиты отмечаются преимущественно в виде жил, секущих граниты.

Щелочные сиениты

Щелочные сиениты известны в обоих описываемых массивах коростеньского комплекса, причем в обоих случаях они играют совершенно подчиненную роль. В Коростеньском массиве среднезернистые красные порфировидные эгириновые сиениты занимают две небольшие площади — в 1 и 2 кв. км. В Корсунь-Новомиргородском массиве — это жилы светлого зеленовато-розового цвета, секущие темный монзонит.

Эгириновые сиениты состоят на 70—80% из микроклин-пертита; кроме него, породообразующими являются эгирин и альбит. Почти всегда в единичных зернах присутствует кварц.

В Коростеньском массиве встречаются в виде тонких жилков сиенит-аплиты.

Пегматиты

С гранитами коростеньского комплекса связано большое количество пегматитов, образующих жилы и гнезда; они особенно обильны в Коростеньском массиве, где они располагаются преимущественно на контакте основных пород и гранитов, и мало развиты в Корсунь-Новомиргородском массиве.

Особенностью их является весьма большое содержание кварца, vyplняющего центральные части гнезд и раздувов, и почти полное отсутствие турмалина. Наблюдается зональное строение жил, обусловленное последовательной сменой аплитовой, письменной, пегматоидной и мономинеральной полево-шпатовой зон и в стержневой части — мономинерального скопления кварца. В состав пегматита входят калиевый полевой шпат, кварц, альбит, слюды (биотит, циннвальдит, жильбертит), апофиллит, флюорит, халцедон, опал и др.; реже встречаются эпидот, гематит, лимонит и сульфиды. Кварц представлен рядом разновидностей: серым кварцем, трещиноватым черным кварцем, цитрином, морионом, горным хрусталем, железистым кварцем и аметистом.

Общая характеристика комплекса

Коростеньский магматический комплекс относится в настоящее время исследователями к интрузиям платформенного типа. Для последних, как показал В. С. Соболев, весьма характерна высокая железистость, т. е. высокое отношение $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ к MgO , что минералогически выражается в высокой железистости темноцветных минералов. При этом коэффициент железистости, как его называет В. С. Соболев, резко возрастает при переходе от основных пород к кислым. Вычисление этого коэффициента по имеющимся в литературе анализам показывает, что для основных пород он редко превышает 10, для гранитов же колеблется в пределах 20—40 и может достигать 70.

Граниты днепровско-токовского комплекса, в том числе и чернокварцевый гранит чарнокито-гранитовых массивов с проявленной местами структурой рапакиви, такой высокой железистости никогда не показывают. Коэффициент железистости в них колеблется от 2 до 10; в частности, для упомянутого чернокварцевого гранита он равен 2, вследствие чего этот гранит и не отнесен нами к гранитам коростеньского комплекса, несмотря на имеющиеся в литературе высказывания в пользу такого отнесения.

Ультраосновные породы в составе коростеньского комплекса не известны. Основные породы его — габбро и лабрадориты — являются первыми в порядке образования и отвечают подъему магмы базальтового состава. Кислые породы комплекса, в том числе и рапакиви, по В. С. Соболеву, возникают из более поздней гранитной магмы, которая создается в результате вызванного базальтовой магмой частичного расплавления более кислых пород и процессов дифференциации.

Пегматитообразование в коростеньском комплексе имеет значительное развитие, причем наблюдаются не только гранитные пегматиты, но и пегматиты основных пород. Инъекция в боковые породы и мигматитообразование не проявлены. Интенсивно развито образование гибридных пород типа монцонитов. На конечных магматических стадиях развития комплекса происходит образование эгириновых сиенитов.

Возраст коростеньского комплекса большинством исследователей Украины принимается как самый молодой докембрийский, верхнепротерозойский (иотнийский), более молодой, чем овручская толща. В пользу этого говорят, с одной стороны, известные случаи пересечения овручской толщи гранит-порфирами, связанными с рапакиви, а с другой стороны — недавно обнаруженные Т. Ю. Лапчик ксенолиты овручских песчаников в гранитах коростеньского комплекса.

На этом оканчивается докембрийская геологическая история Украинского кристаллического щита. Имеющиеся в составе его более молодые кристаллические породы в настоящее время исследователи относят к герцинским образованиям и считают, следовательно, более молодыми, чем девонские и каменноугольные отложения Донбасса.

Мы приводим краткую характеристику этих пород ввиду того, что некоторые исследователи Украины относят их к единому комплексу с гранитами-рапакиви, считая последние также герцинскими. Молодые магматические породы восточного края Украинского щита получили наименование «приазовский комплекс».

Краткая характеристика приазовского комплекса

Площадь развития пород приазовского комплекса сравнительно небольшая. Преобладающими породами являются пироксено-амфиболовые граниты и щелочные граниты, связанные друг с другом постепенными переходами. Они образуют периферическую зону интрузии, прорвавшей более древние граниты, мигматиты и гнейсы. Внутренняя зона интрузии сложена щелочными сиенитами и небольшими (около 2,5 кв. км) интрузиями нефелиновых сиенитов — фойяитов, переходящих в мариуполиты. В составе интрузии принимают участие также породы габбро-пироксенито-перидотитовой формации, возрастное положение которых не ясно. Большинство исследователей (Л. Ф. Айнберг, В. И. Лучицкий, Б. М. Куплетский) считают их несколько более древними, чем щелочные породы, но тем не менее принадлежащими к тому же комплексу. Остальные породы хорошо располагаются в возрастной ряд в порядке их возрастающей щелочности.

Крайним членом их являются мариуполиты, представляющие нефелиновые сиениты с исключительным преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом и нефелином. Мариуполиты рассматриваются сейчас как пневматолито-гидротермальные образования.

К жильным породам этого комплекса принадлежат: 1) гранитные пегматиты и аплиты, 2) щелочные пегматиты, 3) ультращелочные пегматиты с нефелином и содалитом и апатито-флюоритовые пневматолиты, 4) грорудит-сольвсбергитовые породы и 5) лампрофиры — мончикиты и тералиты.

Повидимому, к этому же комплексу, но к более молодому этапу его, надо отнести и красные крупнозернистые граниты Малояснисольского района и района ст. Волновахи.

Мезозойские (?) эффузивные породы

Еще более молодыми, повидимому, уже мезозойскими, являются эффузивные породы Воляни и Приазовья.

«Волинская вулканическая область», как ее называет В. Н. Чирвинский, характеризуется наличием жил, куполов и небольших потоков базальтов, диабазов и порфириров. Особой чертой их является высокое отношение железа к магнию. Сильная железистость характерна для даек базальтов Кировоградской области, базальта р. Ингульца, диабазов Исачковского холма и порфирита Тахтайки. Для всех указанных пород характерно также почти широтное запад-северо-западное простирание.

В Приазовской части Украинского щита и в Донбассе известны также основные, щелочные и в меньшей степени кислые породы, часть которых должна рассматриваться как послепалеозойская, мезозойская.

Никаких специальных исследований для различения палеозойских эффузивных и жильных пород от мезозойских и частью даже верхнепротерозойских (коростеньских, например волянит) до сих пор не проводилось.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА

На основании изложенного в предыдущих разделах в истории докембрийских образований Украинского щита можно выделить три последовательных тектономагматических процесса. Из них первые два являются процессами развития подвижных зон, а третий отвечает платформенной стадии.

В процессе развития подвижной зоны различаются три этапа: 1) геосинклинальный — этап накопления осадков и подчиненных им эффузивов, 2) этап главного складкообразования и главных интрузий и 3) этап разломов и даек. После завершения первого процесса начинается заложение новой подвижной зоны, формирование нового геосинклинального бассейна.

Развитие первой подвижной зоны протекает в нижнем архее и охватывает весь Украинский щит. Здесь создается древнейший суперкрустальный комплекс, послуживший материалом для образования гнейсовой толщи, и внедряются породы древнейшего кировоградского магматического комплекса. С гранитами этого комплекса связаны метаморфизм гнейсовой толщи, развитие пегматитов и интенсивная мигматизация. В завершающий этап развития этой подвижной зоны происходят разломы, по которым внедрены субмеридиональные дайки диабаза.

Развитие второй по времени подвижной зоны протекает в верхнем архее или нижнем протерозое и захватывает среднюю и восточную части Украинского щита. Здесь создается второй суперкрустальный комплекс — криворожская толща — и образуются породы днепровско-то-

ковского магматического комплекса. Магматический комплекс весьма богат легкоподвижным, флюидным материалом и сопровождается интенсивным развитием гибридных пород (чарнокитов и др.) и явлений гранитизации. С ним связаны метаморфизм и гидротермальный метасоматоз в криворожской толще. Заключительным этапом здесь является образование почти широтных даек оливиновых диабазов и других пород.

Третья стадия развития Украинского щита носит платформенный характер; она относится к верхнему протерозою и установлена для западной и средней частей щита. С ней связаны накопление пород овручской толщи, пологая волнистая складчатость этой толщи, разломы и внедрение по ним интрузии габбро и лабрадоритов, а также формирование массивов рапакиви и рапакивиобразных гранитов. Эти породы, особенно граниты, носят черты, характерные для интрузий платформенного типа. С ними связано образование пегматитов и даек порфиритов — вольтинитов.

В нижнем палеозое массив остается платформой; спокойно залегающие отложения этого времени известны в Приднестровье. Никаких следов каледонской складчатости не устанавливается.

Начиная с девона формируется новая герцинская подвижная зона, захватывающая большую часть Украинского щита, который занимает положение срединной массы этой зоны. Отложения этого времени развиты в Донецком бассейне и в его западном продолжении — Днепровско-Донецкой впадине. Магматические проявления, связанные с формированием герцинской подвижной зоны, обнаруживаются не только в Донбассе, но и в Украинском щите: к ним относится приазовский магматический комплекс.

Как уже указано, возможно, что при дальнейших исследованиях молодые герцинские интрузии будут установлены и в других участках Украинского щита.

Составленную нами, согласно изложенным выше выводам, схему истории формирования Украинского щита мы приводим ниже (стр. 69—71).

Что касается тектоники, то здесь наша точка зрения не совпадает с существующими представлениями.

В структуре Украинского щита исследователи выделяют три доминирующих направления: северо-западное, субмеридиональное и северо-восточное, причем каждое из них считается характерным для тектонических процессов определенной эпохи. Последовательность развития этих направлений у разных исследователей различная. Наиболее ранним чаще всего считается северо-западное направление, создавшее общую вытянутость щита на северо-запад.

В настоящее время, когда положение Украинского щита у самого края или внутри герцинской подвижной зоны северо-западного простирания можно считать доказанным и несомненно участие в составе щита герцинских магматических пород, — от такой точки зрения следует отказаться. Северо-западное направление в структуре щита надо относить к движениям герцинского диастрофизма. Возможно, что с этих позиций придется пересмотреть наши представления о возрастном положении некоторых пород, связанных с этим направлением. Это направление как наиболее молодое и является доминирующим в структуре щита. Структуры более ранних направлений маскируются и искажаются налагающимися на них более молодыми структурами.

При анализе структур нельзя рассматривать только их направление, необходимо всегда учитывать, в каких толщах они проявлены. Так,

структуры гнейсовой толщи не имеют ясно выраженной ориентировки и искажены наложенными на них более поздними движениями. В средней части Украинского щита и в Приднепровье гнейсы имеют субмеридиональное простирание, приданное им тектоническими движениями криворожской толщи; на Волыни для них характерно северо-восточное направление, близкое к направлению простирания овручской толщи; в Приазовье нередко наблюдается почти широтное простирание, близкое к простиранию герцинид.

Вторая складчатость криворожской толщи (саксаганиды) имеет лучше сохранившееся субмеридиональное направление. Местные проявления структур иного направления наблюдаются и в этой толще.

С какими движениями связано северо-восточное направление слабых дислокаций в овручской толще и зон расщепления в близлежащих гранитах — не ясно.

Герцинские запад-северо-западные движения сказались, повидимому, преимущественно по северо-восточному и юго-западному краям массива, на Побужье и в Среднем Приднепровье, что вполне понятно. Это же направление характерно для мезозойских (?) разломов, контролирующих вулканические проявления в щите.

Наши представления о составе и структуре Украинского щита отражены в прилагаемой геологической схеме (см. стр. 69—71), составленной на основании опубликованных карт, а также на основании наших исследований с учетом данных рекогносцировочных поездок последних лет. Последние данные позволили внести существенные уточнения не только в понимание геологических позиций различных образований, но также и в их географическое размещение.

Наиболее достоверной является средняя часть схемы от линии Богуслав—Умань на западе до линии Кременчуг—Кривой Рог на востоке, за исключением самого южного участка этой части — Побужья. Наименее достоверен участок схемы Фастов—Бердичев—Винница, особенно в Побужской части. Здесь развиты гибридные чарнокитовые породы, которые многими исследователями до сих пор рассматриваются как особый магматический чарнокито-норитовый комплекс. Новых исследований по этому району за последние годы не опубликовано.

На схеме хорошо выделяются две большие области развития гранитоидов кировоградского комплекса: северная — в районе Городница—Новгород Волынский—Житомир—Бердичев и центральная — в районе Богуслав—Звенигородка—Кировоград—Долинская. К этим областям приурочены и наиболее крупные сохранившиеся участки гнейсовой толщи.

Так как внедрение кировоградских гранитоидов связывается со складчатостью гнейсовой толщи и, повидимому, приурочено преимущественно к антиклинальным частям последней, то можно полагать, что указанные области развития этих гранитоидов отвечают крупным антиклиналям или антиклинориям в древней структуре Украинского щита.

Характерно, что к этим же частям приурочены интрузии самых молодых докембрийских гранитов — рапакиви.

По периферии указанных областей располагаются интрузии гранитов днепровско-токовского комплекса: осницких на севере, белоцерковского и уманьского к западу от центральной области кировоградских гранитов и чернокварцевого, токовского и других к востоку от нее.

Области, расположенные между областями развития кировоградских гранитоидов, являются областями развития гибридных пород (чарнокит-

тов), мигматитов и проявления гранитизации. Таковы Побужье и Среднее Приднепровье. Эти области, повидимому, отвечают синклинальным частям в структуре щита.

В верхнем архее (или нижнем протерозое) Среднее Приднепровье было захвачено новым прогибом, в котором шло накопление криворожской толщи. В дальнейшем эта область, повидимому, сохранила структурное положение геосинклинали, так как именно здесь уцелели от разрыва многочисленные участки криворожской толщи, получившие у исследователей наименование «аномалий».

Наиболее восточный, приазовский участок Украинского щита включает небольшие герцинские интрузии. В этой части карта составлена по данным геолога Вадимова.

Тектоника Украинского щита намечена в данном очерке лишь в самых общих чертах; она еще очень мало изучена и нуждается в углубленных исследованиях.

Схема истории формирования Украинского кристаллического щита
(составлена Ю. Ир. Половинкиной)

Время	Тектоно-магматический процесс	Этап	Осадочные породы	Эффузивные породы	Интрузивные породы	Метаморфические и постмагматические образования
Верхний палеозой	Начало развития герцинской подвижной зоны	Орогенный	Герцинская	складчатость	Граниты Екатериновки и Волновахи	
		Геосинклинальный	Седиментация в Донецкой геосинклинали и в Днепровско-Донецкой впадине	Основные эффузивы	Породы приазовского щелочного комплекса	Мариуполиты, пегматиты
Нижний палеозой	Платформа		?	?	?	
			Седиментация слупра и кембрия	Эффузивы	?	
Перерыв (?)						
Верхний протерозой	Платформа		Разломы	Вольмиты	Щелочные сиениты	Пегматиты и аплиты
					Рапакиви и рапакивиобразные граниты	Монзониты
					Габбро-нориты, лабрадориты	
			Седиментация оврачской толщи	Излияния кварцевых порфиров		

(Продолжение)

Время	Тектоно-магматический процесс	Этап	Осадочные породы	Эффузивные породы	Интрузивные породы	Метаморфические и постмагматические образования
<i>Большой перерыв</i>						
Нижний протерозой или верхний архей	Развитие субмеридиональной подвижной зоны (саксаганды)	Посторогенный			Субширотные дайки оливинового диабазы; габбро-диабазы, кварцевые порфиры и кварцевые порфиры	
		Орогенный	Складчатость криворожской толщи		Днепровский аплитовый гранит	Гидротермальные метасоматиты Кривого Рога, зоны гранитизации. Пегматиты. Чарнокиты.
					Красные граниты днепровско-токовского (и осницкого) комплекса	Чарнокиты
		Геосинклинальный			Гранодиориты	Монциты и чарнокиты
			Седimentация криворожской толщи	Основные и ультраосновные эффузивы (амфиболиты, тальковые сланцы)	Габбро-нориты и серпентиниты	

(Продолжение)

Время	Тектоно-магматический процесс	Этап	Осадочные породы	Эффузивные породы	Интрузивные породы	Метаморфические и постмагматические образования
<i>Большой перерыв</i>						
Нижний архей	Развитие древнейшей подвижной зоны	Посторо-генный			Субмеридиональные дайки диабаза	
		Орогенный	Складчатость гнейсовой толщи		Серые граниты кировоградского комплекса. Гранодиориты	Инъекционный контактовый метаморфизм гнейсовой толщи; пегматиты и мигматиты
		Геосинклинальный			Плагнограниты	Мигматиты
					Ультраосновные и основные интрузии	
			Седиментация пород гнейсовой толщи	Основные эффузивы (амфиболиты)		

А. П. НИКОЛЬСКИЙ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДОКЕМБРИИ КРИВОГО РОГА

В последнее время мы работали в районе Кривого Рога по заданию Всесоюзного Геологического института (ВСЕГЕИ). Собранный нами при полевых исследованиях фактический материал вносит существенные коррективы в сложившееся мнение о геологии докембрия района Кривого Рога. В настоящей статье изложены результаты этих наблюдений и вытекающие из них выводы.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ВЗГЛЯДЫ НА СТРАТИГРАФИЮ РАЙОНА КРИВОГО РОГА

Стратиграфии района Кривого Рога посвящено значительное количество работ, нередко с весьма противоречивыми данными. Наиболее широко известные стратиграфические схемы сопоставлены в табл. I.

Весьма обстоятельно сведения о геологическом строении Кривого Рога изложены в работе коллектива геологов бывш. Геологического комитета — «Железорудные месторождения Кривого Рога» (1932),¹ где, кроме того, приведены важнейшие результаты более ранних исследований.

Как видно из табл. I, большинство стратиграфических построений Кривого Рога основано на схеме б. Геологического комитета. Более поздние исследователи вносят частичные изменения в эту схему; исключением является лишь весьма своеобразная схема П. П. Пятницкого.

По мнению авторов сводки 1932 г., криворожская свита относительно слабее метаморфизована, чем другие породы докембрия Кривого Рога. Этот относительно слабый метаморфизм объясняли тем, что все известные здесь гранитные породы считались древнее криворожской свиты, хотя непосредственных соотношений не удалось наблюдать.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РАЙОНА КРИВОГО РОГА И ИХ СООТНОШЕНИЯ

При рассмотрении стратиграфии Криворожского бассейна важно установить положение в стратиграфическом разрезе слюдино-сланцевой (гнейсовой), сланцево-амфиболитовой и криворожской свит, основных пород, гранитов и мигматитов.

¹ В дальнейшем на протяжении всей статьи эту работу мы приводим сокращенно — сводка 1932 г.

Таблица I

Главнейшие стратиграфические схемы докембрия Криворожского бассейна

Эра	По сводке 1932 г.	По Ю. Г. Гершой-гу (1935 г., лит. по В. И. Лучицкому, 1939 г.)	По П. П. Пятницкому (1937 г., лит. по В. И. Лучицкому, 1939 г.)	По В. И. Лучицкому (1939)	По Я. Н. Белевцеву (1946)
Prz	Жилы диабазов Криворожская свита	Диабазы (дай-ки) Саксаганская формация <i>Большое несогласие</i>	Тетерево-бугская свита (аналог верхней толщи криворожской свиты) <i>Большое несогласие</i>	Саксаганская осадочная свита <i>Перерыв</i> Граниты, аплиты, пегматиты, серые граниты, чарнокитовая серия	Красные токовские граниты и серые кировоградские граниты Криворожская серия <i>Несогласие и перерыв</i>
Ar	Граниты Корсак Могила Железистые роговики Корсак Могила <i>Несогласие</i> Белые кварциты <i>Несогласие</i> Зеленокаменные породы Граниты Гнейсы	Зеленокаменные породы, мигматиты, граниты <i>Большой перерыв</i> Темноцветные породы (ксенолиты)	Верхний архей Жилы диабазов Саксаганская свита Нижний архей Катархейские гнейсы	Комплекс тетерево-бугской свиты <i>Перерыв</i> Древние аплиты, граниты, пегматиты, гранодиориты Свита древних гнейсов, мигматитов, амфиболитов (днепровская группа)	Древнекриворожская свита (аналог белых кварцитов) <i>Несогласие и перерыв</i> Зеленокаменные породы (амфиболиты), мигматиты, плагиоклазовые граниты и гнейсы

Свита слюдяных сланцев

Свита слюдяных сланцев, или пород, которые чаще называют слюдяными гнейсами, является наиболее древним образованием в районе Кривого Рога и в восточной части Украинского кристаллического щита. Эти породы широко распространены юго-восточнее Криворожского бассейна. Породы свиты биотитовых сланцев иногда бывают обогащены графитом, содержат прослой пироксеновых сланцев и мрамора. К свите слюдяных сланцев принадлежат магнетитовые роговики и магнетитовые кварциты Корсак Могила, Куксунгура и, вероятно, Каменной Могила. Магнетитовые роговики и кварциты здесь переслаиваются с биотитовыми сланцами (рис. 2), составляя с ними одно целое.¹ Выше свиты биотитовых сланцев (или биотитовых гнейсов) лежит сланцево-амфиболитовая свита.

Сланцево-амфиболитовая свита

Под этим наименованием мы выделяем амфиболиты, переслаивающиеся с разнообразными сланцами, развитые к юго-востоку от криворожской свиты и подстилающие ее. Большинство исследователей

¹ В приведенных разрезах (рис. 2, 3—7) удалена вся верхняя часть до уровня моря; разрезы носят схематический характер.

Кривого Рога считает, что амфиболиты возникли за счет эффузивных диабазов, излившихся в архее на эродированную поверхность саксаганских гранитов. Эффузивная природа амфиболитов доказывается наличием в ряде обнажений сохранившихся шаровых лав, широким развитием миндалин и реликтами диабазовой структуры.

Среди амфиболитов в районе Кривого Рога широко распространены амфиболо-плагноклазо-кварцевые, амфиболо-биотито-кварцевые и кварцево-биотитовые сланцы, что И. С. Усенко отмечал уже в 1948 г.; иногда встречаются тальковые сланцы и небольшой мощности прослойки железистых роговиков.

В низах сланцево-амфиболитовой свиты резко преобладают биотито-кварцево-плагноклазовые сланцы, сменяющиеся книзу слюдяно-сланцевой (гнейсовой) свитой.

Разнообразие пород, переслаивающихся с амфиболитами, заставляет нас объединить их под названием «сланцево-амфиболитовая свита».

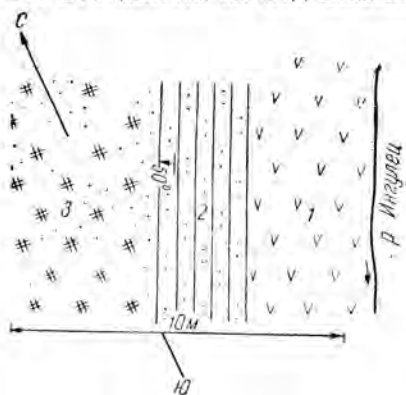


Рис. 1. Контакт амфиболитов (1) с мусковито-биотито-кварцевыми сланцами (2) и кварцитами аркозового горизонта (3). Правый берег р. Ингульца.

Породы этой свиты и особенно амфиболиты хорошо обнажены во многих местах бассейна рек Саксагани и Ингульца. Наблюдения показывают, что сланцево-амфиболитовая свита, начиная от с. Николо-Козельск на юге до с. Анновка на севере, везде сохраняет северо-восточное простирание и северо-западное падение, согласно с простиранием криворожской свиты. Севернее с. Веселые Терны сланцево-амфиболитовая свита, как и криворожская, изменяет простирание с северо-восточного на северо-западное, а затем опять приобретает северо-восточное простирание.

На правом берегу р. Ингульца, у с. Рахмановки, обнажен контакт амфиболитов с аркозовыми песчаниками

криворожской свиты. Амфиболиты отделены здесь от аркозовых песчаников прослоем мусковито-биотито-кварцевых сланцев, мощностью около 1 м (рис. 1). Простирание и падение всех обнажающихся здесь пород согласное. Северо-западнее устья балки Грядковатой одной из скважин был вскрыт пласт амфиболита четырехметровой мощности, заключенный среди пород нижней части кварцитов аркозового горизонта.

Все изложенное позволяет считать, что породы сланцево-амфиболитовой свиты подстилают криворожскую свиту и залегают с ней согласно (рис. 3).

Большинство геологов, изучавших Кривой Рог, предполагает наличие перерыва и резкого несогласия между сланцево-амфиболитовой и криворожской свитами. При существовании такого перерыва трудно объяснить отсутствие галек амфиболитов в вышележащих конгломератах нижнего отдела криворожской свиты. Отсутствие галек амфиболитов в конгломератах заставило И. И. Танатара и П. П. Пятницкого утверждать, что магма, давшая амфиболиты, была интрузивной и внедрялась по контакту саксаганских гранитов с криворожской толщей.

Геологи бывш. Геологического комитета полагали, что перед отложением криворожской свиты поверхность зеленокаменных пород была по-

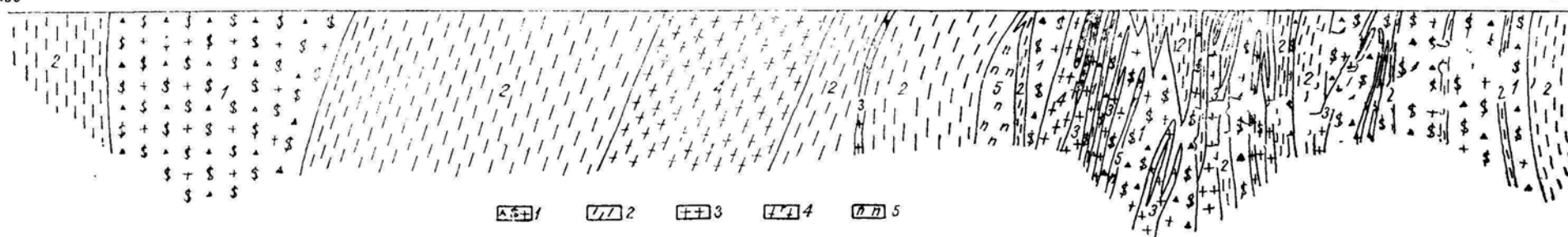


Рис. 2. Разрез свиты биотитовых сланцев (гнейсов) и железистых роговиков в районе Корсак Могила (Приазовье).

1 — маложелезистые кварциты и железистые роговики; 2 — биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы; 3 — граниты; 4 — мигматиты; 5 — пегматиты.

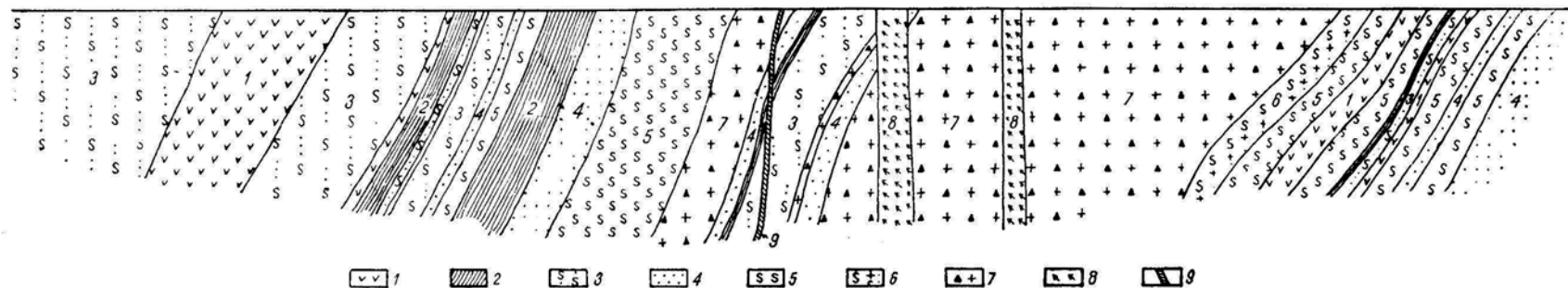


Рис. 3. Разрез сланцево-амфиболитовой свиты в районе Чертомлыкской магнитной аномалии.

1 — амфиболиты; 2 — тальковые сланцы; 3 — биотито-амфиболовые сланцы; 4 — биотито-кварцевые сланцы с хлоритом, иногда с графитом; 5 — амфиболо-кварцевые сланцы; 6 — биотито-амфиболовые сланцы с прослойками кварцитов; 7 — амфиболо-магнетитовые роговики и сланцы; 8 — жильные диабазы; 9 — кварцевые жилы.

крыта мощной корой выветривания и образование галек из амфиболитов было невозможно.

Мы считаем, что филлиты и биотито-кварцевые сланцы нижнего отдела криворожской свиты, возникшие за счет глинистых морских осадков, ничем не отличаются от биотито-кварцевых сланцев, встречающихся в виде прослоев среди амфиболитов. Так как амфиболиты возникли за счет подводных излияний основной магмы, то не было благоприятных условий и для накопления галек в конгломератах аркозового горизонта.

Криворожская свита

В геологической литературе криворожская свита часто именуется саксаганской свитой, или формацией. В состав этой свиты входит группа железистых руд и руд, составляющих главное богатство Криворожского бассейна. С этой точки зрения термин «криворожская свита» имеет преимущество перед другими и принят нами.

Под названием «криворожская свита» объединяют кварцевые и аркозовые песчаники, филлиты, филлитовидные и биотито-кварцевые сланцы, тальковые сланцы, железистые роговики и джеспилиты, разнообразные железистые и биотито-хлорито-амфиболовые сланцы с прослоями роговиков, серицитовые и графитистые сланцы, мраморы и кварциты.

С целью детализации криворожской свиты было предложено несколько стратиграфических колонок. Наиболее распространенные схемы приведены в табл. 2.

Из данных табл. 2 видно, что общепринятым для криворожской свиты является деление ее на три отдела: нижний, средний и верхний. Нижний и верхний отделы расчленяются почти всеми авторами одинаково. На границе нижнего и среднего отделов все исследователи выделяют горизонт тальковых сланцев, который считают важнейшим маркирующим горизонтом. Весьма значительные расхождения существуют в расчленении среднего отдела.

Наиболее ранняя схема подразделения среднего отдела криворожской свиты была выработана геологами-практиками Криворожского бассейна, которые дали отдельным железистым пластам особые названия. Это деление было общепризнанным у горняков и не вышло из употребления еще и теперь. Согласно этой схеме, в среднем отделе криворожской свиты выделяются следующие железистые горизонты (снизу вверх):

1. Первый саксаганский пласт железистых роговиков, делившийся на две полосы.

2. Нулевой пласт.

3. Второй саксаганский пласт, состоящий из трех железистых полос: восточной, основной и западной, разделенных прослоями сланцев.

4. Червонно-кампанейский пласт, состоящий из западной и восточной полос.

5. Глееватский пласт, состоящий также из двух полос, но без особого названия.

6. Червонный пласт.

Последние три железистых пласта отделяются от саксаганского пласта пачкой тальковых и песчано-сланцевых пород. Согласно мнению группы геологов бывш. Геологического комитета, все эти породы рассматриваются как надвинутая глубинная часть среднего отдела.

В сводке 1932 г. выработанная практиками схема деления среднего отдела криворожской свиты была отвергнута. Авторы сводки считали,

Таблица 2

Главнейшие схемы подразделения криворожской свиты

Отдел	По сводке 1932 г.	По Ю. Г. Гершюгу	По Я. Н. Белевцеву, А. А. Зверюге, П. И. Рудницкому и П. Н. Каниболоцкому
Верхний	Верхняя толща глинистых сланцев	Верхний отдел (Верхнесланцевая формация) 1. Слюдисто-кварцевые сланцы 2. Углистые сланцы 3. Слюдяно-кварцевые сланцы 4. Надрудная толща <i>Перерыв и несогласие</i>	Верхний отдел Расчленение аналогично схеме Ю. Г. Гершюга
Средний	Железорудная формация 1. Железистые роговики и джеспилиты 2. Хлоритовые и амфи- боловые сланцы 3. Тальковые сланцы	Железорудная формация (Средний отдел) 1. Верхний железистый горизонт 2. Нижний железистый горизонт 3. Верхний сланцевый горизонт 4. Нижний сланцевый го- ризонт 5. Тальковые сланцы	Средний отдел 1. Делится на 7, а иног- да на 9 горизонтов. Каждый горизонт де- лится на пласт слан- цев и пласт желези- стых роговиков. Счет горизонтам и пластам ведется снизу. Эта схе- ма расчленения назы- вается многопластовой схемой 2. Тальково-песчаный горизонт
Нижний	Нижний отдел 1. Филлиты 2. Аркозы	Нижний отдел 1. Филлиты 2. Аркозы	Нижний отдел 1. Филлиты 2. Аркозо-филлиты 3. Аркозы

что в среднем отделе криворожской свиты имеется лишь один горизонт хлорито-амфиболовых сланцев, на котором лежит один горизонт железистых роговиков и джеспилитов. Наличие многочисленных железистых и сланцевых горизонтов, наблюдающихся на поверхности, авторы объясняли складчатостью и сбросами.

Упрощенно в сводке 1932 г. описывался и литолого-стратиграфический характер других отделов криворожской свиты. Встретив песчаники и кварциты в нижнем отделе, а тальковые сланцы на границе нижнего и среднего отделов свиты, авторы считали, что в других частях свиты подобные породы отсутствуют. Поэтому случаи нахождения кварцитов и тальковых сланцев среди пород среднего и верхнего отделов объяснялись тектоническими нарушениями (надвигами). Такой подход был безусловно ошибочным, и тектонические построения, изложенные в сводке, подлежат пересмотру.

Увязка всех железистых пластов и горизонтов Криворожского бассейна в один, как это сделано в сводке 1932 г., встречала большие затруднения. Поэтому еще в 1933 г. Ю. Г. Гершойг предложил в среднем отделе криворожской свиты выделять два железистых и два сланцевых горизонта, которые, по его мнению, легко прослеживаются на всем протяжении бассейна.

В 1940 г. группа криворожских геологов — Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцев, А. А. Зверюга, П. И. Рудницкий и П. М. Каниболоцкий — предложили в среднем отделе криворожской свиты выделять семь пластов сланцев и семь пластов железистых роговиков. Этой схемой было подтверждено разновозрастное образование железистых пластов, выделенных практиками; при этом старые названия железистых полос и пластов получили номерные наименования. Так, обе полосы первого саксаганского пласта стали именоваться первым и вторым железистыми пластами, нулевой пласт — третьим; три полосы второго саксаганского пласта получили наименование четвертого, пятого и шестого железистых пластов. Дополнительно было выделен седьмой, а в настоящее время выделяются восьмой и девятый железистые пласты.

В соответствии с взглядами авторов сводки 1932 г. червонно-компанейский, глееватский и червонный пласты упомянутая группа геологов считает надвинутым средним отделом и номерует их от первого до пятого включительно.

Эта схема деления среднего отдела получила наименование «многопластовая схема». В основе ее лежит представление, что в Криворожском бассейне осадконакопление повсеместно проявлялось строго циклично. В течение одного цикла возникал отдельный горизонт, объединяющий пласт сланца и пласт железистого роговика. Подобных повторяющихся циклов осадконакопления было не менее семи или даже девяти.

С нашей точки зрения такое детальное расчленение не может быть распространено на весь Криворожский бассейн. Отдельные пласты железистых роговиков и сланцев довольно часто претерпевают значительные фациальные изменения. Часто пласты железистых роговиков по простирацию переходят в сланцы, а сланцы в роговики. Поэтому простой счет железистых и сланцевых пластов, начиная с низов среднего отдела, и сопоставление этих пластов, разделенных значительными расстояниями, иногда являются мало обоснованными.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ КРИВОРОЖСКОЙ СВИТЫ

С целью выяснения особенностей стратиграфии криворожской свиты мы изучили ряд разрезов, проходящих вкрест простираания Криворожского бассейна. Приводим описание некоторых разрезов.

Все разрезы имеют направление с востока на запад и с северо-запада на юго-восток. Описание ведется от более древних пород к более молодым, с юго-востока на северо-запад. В описании под Саксаганской полосой мы подразумеваем часть Криворожского бассейна от г. Кривого Рога на юге до ст. Терны на севере. Анновские полосы — это те, которые тянутся севернее ст. Терны, за с. Анновку.

Отдельные пачки пластов, объединенные в описании разрезов под цифрами 1, 2, 3 и др., изображены на соответствующих разрезах и помечены такими же цифрами, заключенными в кружок (рис. 5—7).

Разрезы через Анновские полосы

(рис. 4)

На рис. 4 изображена лишь западная часть пород, слагающих участок Дригожилка.

1. Восточную часть разреза, не изображенную на рисунке, слагает толща амфиболитов, прорванная красными микроклиновыми гранитами.

2. Амфиболиты на западе сменяются кварцитами (породы аркозового горизонта).

3. В направлении на запад встречаются биотито-кварцевые сланцы и тальковые сланцы.

4. Выше тальковых сланцев залегают типичные породы среднего отдела, представленные двумя пластами амфиболо-биотитовых сланцев с прослойками кварцитов и двумя пластами железистых роговиков.

5. Над средним отделом лежит мощная толща верхнего отдела — кварциты, слюдяные и графито-биотитовые сланцы, гнейсы.

6. В породах верхнего отдела нередко встречаются пачки железистых пород. Одна из таких пачек и изображена на рис. 4, где видно несомненное переслаивание железистых роговиков и тальковых сланцев с породами, типичными для верхнего отдела.

Разрез через северную часть Саксаганской полосы

(рис. 5)

1. В юго-восточной части разреза амфиболиты, породы аркозового и филлитового горизонтов показаны на основании обнажений балки Северо-Червонной.

2. Над филлитами залегают тальковые сланцы. Нижняя часть среднего отдела сложена амфиболо-биотито-хлоритовыми сланцами с прослойками роговиков и пачками железистых роговиков.

3. Наиболее хорошо изучен горизонт железистых пород, соответствующий пятому и шестому железистым пластам многопластовой стратиграфической схемы. Этот железистый горизонт сложен мартитовыми и гидрогематитовыми, частично магнетитовыми, роговиками, джеспилитами и железными рудами. Породы этого горизонта пересекаются дайками диабаз.

4. Горизонт биотито-хлоритовых сланцев с графитом, мартитом, гидрогематитом и прослойками роговиков.

5. Горизонт железистых пород, сложенный мартитовыми и гидрогематитовыми роговиками, с незначительным количеством прослоев слан-

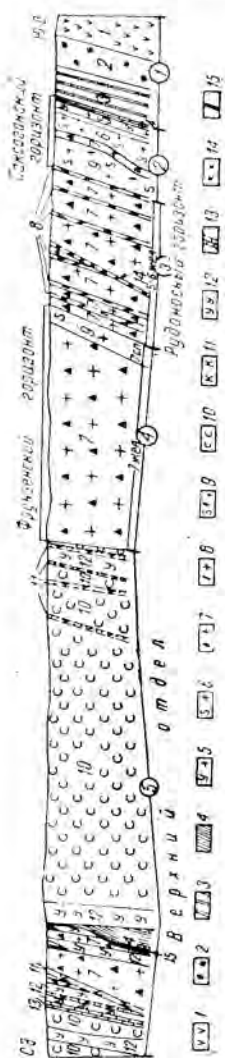


Рис. 5. Разрез криворожской свиты через северную часть Саксаганской полосы.
1 — амфиболиты; 2 — кварциты (породы аркозового горизонта); 3 — филлиты; 4 — тальковые сланцы; 5 — амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 6 — гидрогематитовые роговики; 7 — магнетитовые сланцы с прослойками кварцитов; 8 — амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 9 — кварциты верхнего отдела; 10 — серицит-кварцевые сланцы; 11 — биотит-кварцевые сланцы; 12 — графит-биотит-кварцевые сланцы; 13 — пироксеновые сланцы; 14 — гнейсы; 15 — пироксеновые сланцы.

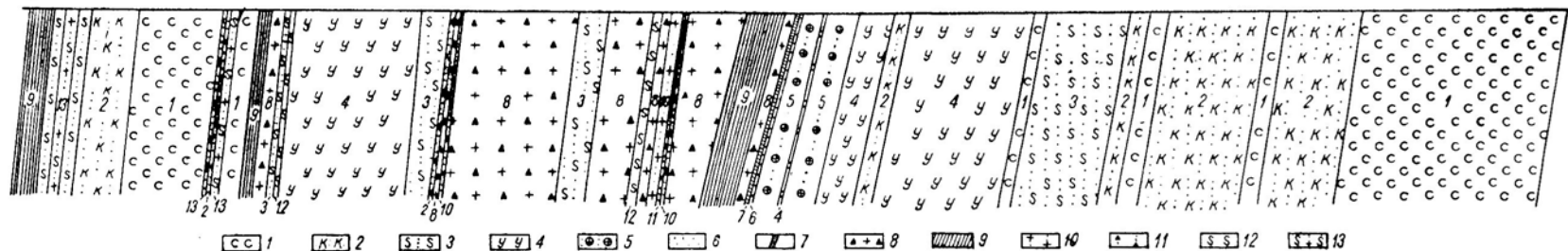


Рис. 4. Разрез верхнего отдела криворожской свиты на участке Дригожилка.

1 — слюдяно-кварцевые сланцы; 2 — кварциты верхнего отдела; 3 — биотито-амфиболовые сланцы; 4 — графито-биотито-кварцевые сланцы; 5 — окварцованные сланцы; 6 — хлорито-биотитовые сланцы; 7 — скарны; 8 — железистые роговики (магнетитовые и мартитовые); 9 — тальковые сланцы; 10 — биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 11 — биотитовые сланцы с магнетитом; 12 — амфиболовые сланцы; 13 — биотито-амфиболовые сланцы с прослойками кварцитов.

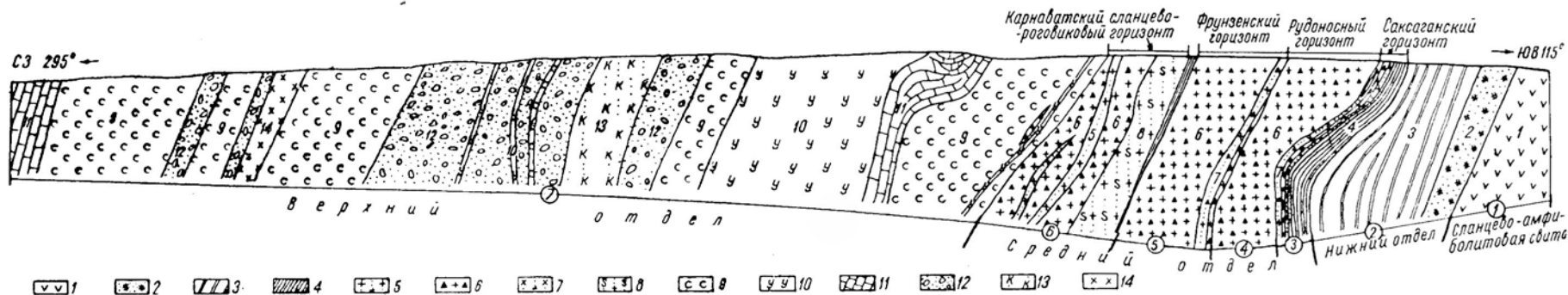


Рис. 6. Разрез криворожской свиты через центральную часть Саксаганской полосы.

1 — амфиболиты; 2 — кварциты (аркозового горизонта); 3 — филлиты; 4 — тальковые сланцы; 5 — хлорито-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 6 — мартито-магнетитовые роговики; 7 — гидрогематитовые роговики с кристаллами мартита; 8 — амфиболо-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 9 — серицито-кварцевые сланцы; 10 — графитовые сланцы; 11 — мраморы; 12 — конгломераты; 13 — кварциты верхнего отдела; 14 — гнейсы.

цев, содержащих гидрогематит. В незначительном количестве встречаются магнетитовые роговики.

6. Породы верхнего отдела, представленные серицитовыми и графито-биотито-кварцевыми сланцами, кварцитами, тальковыми сланцами и тремя пластами гематито-магнетитовых роговиков.

Западнее составленного нами разреза породы верхнего отдела инфицированы гранитным материалом и превращены в мигматиты.

Разрез через центральную часть Саксаганской полосы

(рис. 6)

1. В юго-восточной части разреза на балке Глееватой обнажаются амфиболиты с шаровой текстурой и многочисленными миндалинами. В породах хорошо сохранились реликты диабазовой структуры.

2. Выше амфиболитов лежат породы нижнего отдела криворожской свиты, вскрытые рядом обнажений и представленные кварцитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, филлитами и биотито-кварцевыми сланцами.

3. Горизонт тальковых сланцев, лежащий на породах нижнего отдела.

4. Горизонт биотито-хлоритовых сланцев с прослоями роговиков, гидрогематитов и пластами мартитовых роговиков.

Этот горизонт соответствует сланцевым и железистым пластам от первого до четвертого включительно и пятому сланцевому пласту многопластовой стратиграфической схемы.

5. Горизонт железистых пород, представленный мартитовыми, гидрогематитовыми, частично магнетитовыми роговиками, джеспилитами и мартитовыми рудами.

На месторождении этот горизонт, согласно многопластовой схеме, расчленяется на пласты: пятый железистый, шестой сланцевый и шестой железистый. Шестой сланцевый пласт здесь состоит из прослоев роговиков, гидрогематита и вкрапленности мартита, с ничтожным количеством сланцевых прослоек. Учитывая состав этого пласта, мы его объединяем вместе с железистыми роговиками в породы единого железистого горизонта.

6. Сланцевый горизонт, сложенный темносерыми филлитовидными амфиболо-хлоритовыми сланцами, с прослоями роговиков, с гидрогематитом, карбонатом и вкрапленностью мартита. Амфибол представлен куммингтонитом, или щелочной разностью. По многопластовой схеме это седьмой сланцевый пласт.

7. Железистый горизонт, сложенный амфиболо-магнетитовыми и мартитовыми роговиками и сланцами. Широко распространены карбонат, хлорит, щелочной амфибол, гематит.

8. Горизонт тальковых сланцев.

9. Горизонт биотито-амфиболовых сланцев с прослоями роговиков.

10. Горизонт магнетитовых и мартитовых роговиков и джеспилитов, с пластом биотито-хлоритовых сланцев и залежью мартито-магнетитовых руд.

Породы, начиная с тальковых сланцев (пункты 8—10), многие криворожские геологи относят к нижней части среднего отдела (к породам талькового горизонта и первым двум нижним горизонтам среднего отдела). Их появление в верхней части среднего отдела геологи объясняют надвигом с большой амплитудой.

11. Выше мартитовых джеспилитов и магнетито-мартитовых руд идет верхний отдел:

- а) серицитовые и графитовые сланцы,
- б) пласт известняка,
- в) горизонт графито-биотито-кварцевых сланцев,
- г) ряд горизонтов конгломератов с гальками железистых роговиков, кварцитов, с незначительным количеством прослоев графито-биотитовых и серицитовых сланцев,
- д) серицито-биотито-кварцевые сланцы, сменяющиеся серыми грубо-зернистыми амфиболо-плагиоклазо-кварцевыми сланцами (гнейсами),
- е) биотито-плагиоклазо-кварцевые сланцы типа гнейсов.

Разрез через южную часть Саксаганской полосы

(рис. 7)

1. В юго-восточной части разреза мы встречаем саксаганские граниты, контактирующие с песчаниками аркозового горизонта и проры-

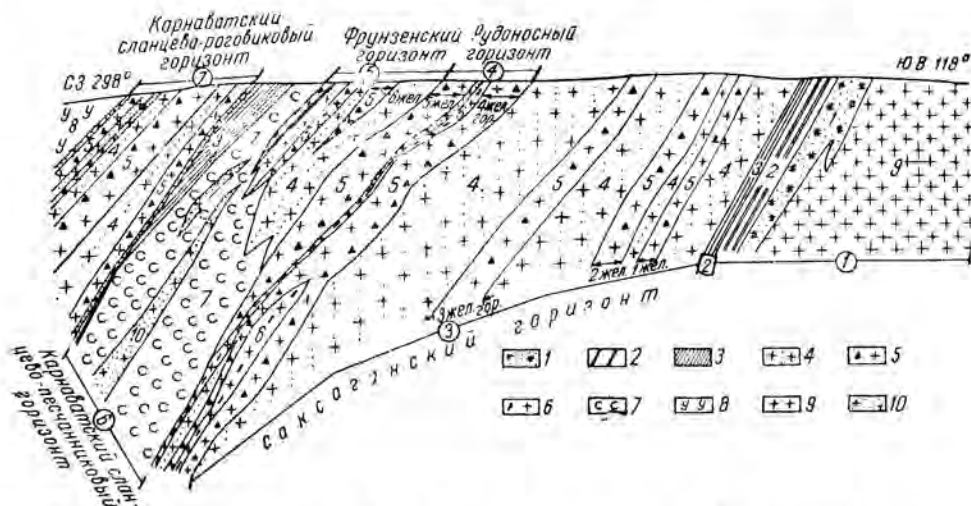


Рис. 7. Разрез киворожской свиты через южную часть Саксаганской полосы.

1 — кварциты (породы аркозового горизонта); 2 — филлиты; 3 — тальковые сланцы; 4 — хлорито-биотитовые сланцы с прослойками кварцитов; 5 — амфиболо-магнетитовые роговики; 6 — гидрогематитовые роговики; 7 — биотито-кварцевые и серицитовые сланцы; 8 — графито-биотито-кварцевые сланцы; 9 — плагиоклазовые граниты; 10 — гранитизированные песчаники.

вающие последние. (Подробнее о соотношении саксаганских гранитов с амфиболитами и породами аркозового горизонта см. ниже). Выше лежат биотито-кварцевые и серицито-кварцевые сланцы (породы филлитового горизонта).

2. Тальковые сланцы.

3. Биотито-хлорито-кварцевые сланцы, чередующиеся с железистыми роговиками. Здесь отчетливо выделяются пять пластов сланцев и пять пластов железистых роговиков, содержащих мартитовые и гидрогематитовые руды. Эти пять сланцевых и пять железистых пластов соответствуют первым пяти железистым горизонтам многопластовой схемы.

4. Биотито-хлоритовые сланцы с прослоями роговиков.

5. Переслаивание железистых роговиков и биотитовых сланцев, содержащих прослои роговиков, включающие шестой железистый пласт.

Выше шестого железистого пласта лежит пачка сланцев и железистых роговиков, считающаяся надвинутой чешуей синклинального перегиба, ядром которого является шестой железистый пласт. Эта пачка сланцев и роговиков, согласно многопластовой схеме, параллелизуется с четвертым сланцевым пластом и с третьим, вторым и первым железисто-сланцевыми горизонтами.

6. Северо-западнее пачки железистых пород (см. пункт 5) идут темносерые серицито-кварцевые и биотито-кварцевые сланцы, кварциты, аркозовые песчаники и гранитизированные песчаники, с одним или двумя пластами тальковых сланцев.

По существующим представлениям эта песчано-сланцевая толща вместе с тальковыми сланцами является нижней частью криворожской свиты, появившейся выше среднего отдела в результате антиклинального перегиба, с последующими разрывом и надвигом (Саксаганский антиклинал и Саксаганский надвиг). При сравнении керн скважин указанных сланцево-песчаных и тальковых пород с породами нижнего отдела криворожской свиты отмечается значительная разница. В районе рудника Кирова породы аркозового горизонта представлены однородными кварцевыми песчаниками, с окатанными песчинками, размерами до 1—2 мм в поперечнике. Кварцевые песчаники выше сменяются породами филлитового горизонта, представленными серицито-кварцевыми и биотито-кварцевыми сланцами, весьма однообразного характера. Сланцы, лежащие выше предполагаемой плоскости надвига, сравнительно разнообразны; это светлосерые и зеленые сланцы, черные, почти не рассланцованные, аргиллитоподобные породы, кварцевые и аркозовые песчаники светлосерого и буро-красного цвета, иногда грубообломочного сложения, нередко измененные вследствие привноса щелочей в породы, очень близкие к аплитам (так называемая карнаватская порода). Среди сланцев нередко встречаются прослои роговиков. Мощность таких сланцев с прослоями роговиков иногда измеряется несколькими метрами. Это отличие в составе описанных пород, считающихся надвинутыми, от пород нижнего отдела, позволяет нам сомневаться в их одинаковом возрасте.

Весьма возможно, что песчано-сланцевые отложения, лежащие над породами среднего отдела, имеют более молодой возраст, чем последние. Возможно, что шестой железистый пласт и вышележащая пачка сланцево-железистых пород являются не надвинутой чешуей, а образованиями более позднего времени, фациально выклинивающимися на глубине.

7. Выше песчано-сланцево-талькового горизонта лежит горизонт, состоящий из шести пластов сланцев и пяти пластов железистых роговиков. Эти породы параллелизуются с первыми пятью горизонтами среднего отдела и считаются надвинутыми. Но столь же вероятным является предположение, что это не надвинутая пачка пород среднего отдела, а самостоятельный горизонт.

8. Породы верхнего отдела представлены графито-биотито-кварцевыми сланцами.

РАСЧЛЕНЕНИЕ КРИВОРОЖСКОЙ СВИТЫ

У большинства современных исследователей Кривого Рога нет разногласий по поводу деления криворожской свиты на три отдела: нижний, средний и верхний. Эти три отдела прослеживаются на всем про-

тяжении Криворожского бассейна и резко различаются друг от друга петрографическим составом слагающих их пород.

Нижний отдел свиты сложен кварцитами, возникшими за счет песчаников, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами, серицито-мусковито-кварцевыми сланцами темносерого цвета. В участках интенсивного проявления метаморфизма кварцевые песчаники, с примесью глинистого материала, изменены в гранато-ставролит-биотито-кварцевые сланцы.

Согласно общепринятой многопластовой схеме, нижний отдел криворожской свиты в нижней части сложен породами аркозового горизонта, в верхней — породами филлитового горизонта. Такое деление весьма рационально вследствие резкого различия пород, слагающих указанные горизонты. Было предложено выделять еще аркозово-филлитовый горизонт для переходных участков. Во многих местах, действительно, часто наблюдается неоднократное переслаивание филлитов и биотито-кварцевых сланцев с кварцитами и кварцевыми песчаниками, характерное для верхней части аркозового горизонта. Но этот переходный горизонт распространен в Криворожском бассейне не повсеместно, и специальное выделение его практического значения не имеет. Нам кажется более рациональным филлиты и биотито-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами и кварцевыми песчаниками, относить к аркозовому горизонту. К породам филлитового горизонта следует относить только филлиты и биотито-кварцевые сланцы.

Над нижним отделом криворожской свиты залегает горизонт тальковых сланцев. В геологии Криворожского бассейна тальковым сланцам придается огромное значение как маркирующему горизонту. Твердая уверенность, что тальковые сланцы распространены только на границе среднего и нижнего отделов, позволяла криворожским геологам делать очень ответственные выводы о геологическом строении месторождений и даже отдельных районов бассейна. Случаи нахождения тальковых сланцев не на границе нижнего и среднего отделов объясняли сложной тектоникой и наличием сложных структур. В Криворожском бассейне описано немало сложных тектонических структур, построенных только на том основании, что встреченные тальковые сланцы занимали местами «необычайное» положение.

Мы в 1948 г. для северной части Саксаганской полосы впервые доказали, что распространение нормально залегающих слоев тальковых сланцев приурочено не только к контакту нижнего и среднего отделов криворожской свиты. Нам удалось установить, что тальковые сланцы встречаются среди амфиболитов, аркозов, филлитов, среди пород среднего отдела, вдали от контакта с нижним отделом и среди графито-сланцевых сланцев верхнего отдела. В северной части Саксаганской полосы удалось выделить до шести отдельных пластов тальковых сланцев, мощностью от нескольких метров до 140 м.

Большинство исследователей Кривого Рога считают, что тальковые сланцы возникли за счет карбонатно-магнезиальных морских отложений. Лишь Ю. Ир. Половинкина в 1948 г. высказала мнение, что тальковые сланцы при тщательном изучении могут оказаться глубоко измененными ультраосновными эффузивами. Ю. Г. Гершойг отмечает, что в материале тальковых сланцев, возможно, участвует материал ультраосновных пород, подвергшийся гальмиролизу и последующему перемыву.

Проведенные нами исследования показали, что тальковые сланцы характеризуются весьма постоянным химическим составом, близким к хи-

мическому составу пироксенитов и некоторых пикритов. Такое постоянство, а также присутствие в аксессуарных минералах никеля, кобальта и хрома, позволило нам считать, что тальковые сланцы возникли за счет магматических пород. Решить вопрос, эффузивной или интрузивной была магма, за счет которой образовались тальковые сланцы, в настоящее время еще затруднительно.

Как известно В. Н. Лодочников (1936) считал, что для ультраосновной магмы не известны поверхностные излияния. Но тальковые сланцы Криворожья принадлежат к породам, переходным от ультраосновных к основным, так как содержат 6—8% глинозема. Среди тальковых сланцев встречаются прослои песчаников и конгломератов; в последних обнаружены гальки черных пород, напоминающих пироксениты, но почти нацело замещенные супергенным кварцем; присутствие в последнем чешуек талька и зерен хромита позволяет считать, что гальки возникли за счет ультраосновных пород. Все это, по нашему мнению, указывает на эффузивную природу исходной магмы тальковых сланцев. Мы полагаем, что ультраосновная магма, давшая тальковые сланцы, возникла как дальнейший этап развития магмы, из которой образовались амфиболиты Кривого Рога. Тальковые сланцы на границе среднего и нижнего отделов распространены очень широко, но не повсеместно; так, они не известны в районе балки Северо-Червонной. На месторождении им. Кагановича тальковые сланцы отсутствуют на контакте пород нижнего и среднего отделов, но встречаются среди пород филлитового горизонта. Найдены тальковые сланцы и в породах верхнего отдела — здесь тальковыми сланцами сложены отдельные горизонты, прослеживающиеся иногда на значительное расстояние.

Многие геологи, изучавшие Кривой Рог, считают, что нижний отдел криворожской свиты отделен от среднего перерывом и даже некоторым несогласием. Но каких-либо данных, подтверждающих это положение, не имеется. Породы среднего отдела в Криворожском бассейне начинаются пачкой графитсодержащих хлорито-биотито-кварцевых сланцев, называемых обычно аспидными сланцами. По характеру образования они аналогичны породам филлитового горизонта. В отличие от последних, аспидные сланцы содержат лишь прослои роговиков и несколько больше графита.

Выше по разрезу темносерые и черные аспидные сланцы нередко сменяются зелеными хлорито-биотито-кварцевыми сланцами. Переходный характер аспидных сланцев, как мы считаем, указывает на отсутствие перерыва между нижним и средним отделами криворожской свиты. На границе нижнего и среднего отделов произошли значительные изменения в условиях осадконакопления. Эти изменения сопровождались (?) мощным излиянием ультраосновной магмы, давшей породы талькового горизонта.

Расчленение среднего отдела, в зависимости от целевого назначения, может носить разнообразный характер. При разведочных работах, при составлении пластовых карт масштаба 1 : 5000 или 1 : 2000 необходимо выделять пласты и пропластки. Тогда как при составлении стратиграфической колонки всего Криворожского бассейна должны быть выделены такие стратиграфические горизонты, сопоставление которых не вызывало бы сомнения для отдельных участков, разделенных большим расстоянием. Эти горизонты или должны быть общими для всего Криворожского бассейна, или совершенно определенно присущи только отдельным его частям.

Из трех наиболее распространенных схем деления среднего отдела однопластовая схема геологов бывш. Геологического комитета в настоящее время является наименее приемлемой. Как показали исследования Я. Н. Белевцева (1946), многочисленные отдельные пласты железистых роговиков нельзя увязать в один пласт при помощи какого-либо тектонического построения. Таким образом, вполне правильно, что эта схема уже оставлена как несоответствующая действительности.

Схема Ю. Г. Гершойга является значительно более приемлемой. Он выделяет стратиграфические горизонты, которые отчетливо прослеживаются почти по всему Криворожскому бассейну и которые могут быть в большинстве случаев с достаточной уверенностью сопоставлены между собой. Эта схема несколько элементарна и не отражает особенностей строения среднего отдела.

Главным недостатком третьей, многопластовой, стратиграфической схемы являются чрезвычайная ее дробность и несоразмерность выделенных пластов. Во многих местах Криворожского бассейна первые четыре пласта выпадают полностью или частично. Параллелизация отдельных пластов железистых роговиков между собой в этом случае носит сугубо произвольный и даже формальный характер. Пласты железистых роговиков по простирацию и падению нередко фациально легко изменяются и переходят в сланцы. Поэтому увязка отдельных пластов между собою по простирацию при расстояниях, измеряемых сотнями метров и километрами, мало надежна и, безусловно, в Криворожье образование пород среднего отдела носило не строго циклический характер. Часто наблюдаемые смены по простирацию пластов железистых роговиков сланцами, и, наоборот, заставляют отводить существенную роль фациальным изменениям.

Учитывая современный уровень изученности Криворожья, мы считаем, что средний отдел криворожской свиты было бы целесообразно разделить на такие горизонты, выделение которых не вызывало бы сомнения в любом участке бассейна. При этом не следует бояться некоторой схематичности деления, так как более детальное (пластовое) расчленение для отдельных участков бассейна и месторождений можно провести всегда дополнительно. Исходя из изложенного, мы предлагаем в среднем отделе криворожской свиты выделять следующие горизонты (снизу вверх): 1) саксаганский, 2) рудоносный, 3) фрунзенский, 4) карнаватский сланцево-песчаниковый и 5) карнаватский сланцево-роговиковый (табл. 3).

1. Саксаганский сланцево-железисто-роговиковый горизонт содержит до шести пластов железистых роговиков и до четырех пластов тальковых сланцев. В этом горизонте мы объединяем первые три пласта железистых роговиков многосластовой стратиграфической схемы.

2. Рудоносный горизонт, соответствующий четвертому и пятому железистым пластам одних рудников и пятому и шестому железистым пластам других.

3. Фрунзенский сланцево-железисто-роговиковый горизонт, объединяющий седьмой сланцевый и седьмой железистый и более высокие пласты, а также шестой и некоторые вышележащие пласты железистых пород южной части Саксаганской полосы (рис. 7).

4. Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт, который до сих пор относили к надвинутой части нижнего отдела криворожской свиты. Северная часть этого горизонта выклинивается в средней части Саксаганской полосы.

Таблица 3

Схема деления среднего отдела криворожской свиты
(составлена А. П. Никольским)

№ горизонта	Выделяемые горизонты среднего отдела криворожской свиты (снизу вверх) и их литологический состав	Железистые пласты по схеме геологов-практиков, соответствующие горизонтам, выделенным А. П. Никольским	Сланцевые и железистые пласты многопластовой схемы, входящие в состав горизонтов, выделенных А. П. Никольским
1	Саксаганский сланцево-железисто-роговиковый горизонт, состоящий из сланцев (хлоритовых, биотито-хлорито-кварцевых и биотито-амфиболовых с прослоями роговиков, иногда с гранатом, магнетитом и гидрогематитом), переслаивающихся с мартитовыми и амфиболо-магнетитовыми роговиками, в которых иногда присутствуют пачки амфиболо-магнетитовых сланцев. Число железистых пластов в данном горизонте колеблется от одного до шести, наиболее часто присутствуют один-два пласта. Характерной чертой железистых пород горизонта является частое замещение их по простиранию сланцами. В горизонте содержится до четырех пластов тальково-актинолитовых сланцев	Первый саксаганский пласт, делящийся обычно на две полосы. Нулевой пласт	Пласты первый, второй, третий сланцевые и железистые, частично четвертый сланцевый (рудник Артем), а севернее — пятый сланцевый
2	Рудоносный железисто-роговиковый горизонт, сложенный мартитовыми и мартито-гидрогематитовыми роговиками и хлорито-биотито-амфиболовыми сланцами. Этот горизонт вмещает почти все мартитовые и гидромартитовые железорудные залежи Саксаганской полосы, составляет основную массу богатых руд бассейна	Второй саксаганский пласт, делящийся на три полосы: восточную, основную и западную	Четвертый железистый, частично пятый сланцевый, пятый железистый, шестой сланцевый (правильнее — роговико-гидрогематитовый) и шестой железистый пласты

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

№ горизонта	Выделяемые горизонты среднего отдела криворожской свиты (снизу вверх) и их литологический состав	Железистые пласты по схеме геологов-практиков, соответствующие горизонтам, выделенным А. П. Никольским	Сланцевые и железистые пласты многопластовой схемы, входящие в состав горизонтов, выделенных А. П. Никольским
3	Фрунзенский сланцево-железисто-роговиковый горизонт, сложенный карбонатсодержащими разнообразными железистыми роговиками, биотито-хлоритовыми и амфиболовыми сланцами с прослоями роговиков	Особого названия не имел	Седьмой сланцевый и седьмой железистый пласты и более высокие сланцевые и железистые роговиковые горизонты
4	Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт, содержащий пласты актинолита-талковых сланцев, филлиты, песчанистые сланцы, сланцы с прослоями роговиков, кварцевые и аркозовые песчаники, иногда подвергшиеся гранитизации	Особого названия не имел	Рассматривается как ядро антиклинала, сложенное породами нижнего отдела, надвинутыми на средний отдел
5	Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт, представляющий чередование биотито-хлоритово-кварцевых сланцев и железистых роговиков	1. Червонно-компанейский пласт железистых роговиков, делившийся на две полосы: западную и восточную 2. Глееватский пласт, состоящий из двух полос 3. Червонный пласт	Выделяется пять сланцевых и пять железистых горизонтов, которые рассматриваются как надвинутая глубинная часть среднего отдела

5. Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт, к которому мы относим сланцево-железистые породы, считающийся, по многопластовой схеме, надвинутым средним отделом.

Выделенные стратиграфические горизонты среднего отдела легко изображаются на мелкомасштабных картах и параллелизуются между собою даже в том случае, если сравниваемые участки удалены друг от друга. Саксаганский горизонт прослеживается вдоль всей Криворожской полосы, от Николо-Козельска на юге до г. Кременчуга на севере. Все другие горизонты фиксируются только в пределах Саксаганской полосы. Более детальное расчленение горизонтов на пласты и прослои должны проводиться при составлении пластовых карт отдельных месторождений и участков.

Верхний отдел криворожской свиты в настоящее время изучен очень мало. Он вскрыт пока скважинами по ряду профилей. Расстояние между отдельными профилями измеряется километрами. Обнаженность

пород этого отдела ничтожная. Соотношения между средним и верхним отделами с определенностью не выяснены. С. Конткевич считал, что между средним и верхним отделами криворожской свиты существовал перерыв в отложениях и имеется несогласие. Авторы сводки 1932 г. отвергли эту точку зрения и считали, что породы верхнего отдела криворожской свиты отлагались без перерыва на породах среднего отдела и были смяты в одну фазу складчатости.

Большинство геологов, изучавших Кривой Рог, считают, что средний и нижний отделы криворожской свиты были смяты до отложения верхнего. После отложения последнего новая фаза складчатости, смявшая его в складки, значительно усложнила складчатость и среднего отдела. Породы верхнего отдела лежат на разных горизонтах среднего. В основании верхнего отдела встречаются брекчиевидные конгломераты, содержащие гальки и обломки железистых роговиков. В то же время складчатые структуры пород верхнего отдела изменяют свое простирание совершенно согласно с породами среднего. Особенно хорошо последнее видно в районе Кривого Рога.

Проанализировав весь имеющийся материал, мы приходим к выводу, что отложение пород верхнего отдела происходило после перерыва в отложении на нескладчатых или слабо складчатых породах среднего отдела. Последние за время перерыва были уплотнены и подверглись значительному размыву, при котором было отложено часто встречающееся песчаниково-конгломератовое основание верхнего отдела. Наиболее детальное расчленение верхнего отдела криворожской свиты дано Ю. Г. Гершойгом (1949). Согласно мнению этого исследователя, нижняя часть верхнего отдела представлена надрудной толщей, состоящей из агломерата угловатых обломков, преимущественно кварцитов, иногда железистых роговиков, выше сменяющихся кварцитами. Мощность этой нерудной толщи измеряется метрами, иногда десятками метров; выше лежат слюдисто-кварцевые сланцы, углистые сланцы и, наконец, слюдисто-кварцевые сланцы с кристаллическими известняками.

Следует отметить, что надрудная толща верхнего отдела не всегда присутствует на контакте со средним отделом. Нередко породы верхнего отдела, сменяющие средний, бывают представлены кварцитами, графито-углистыми сланцами или известняками.

Рассматривая приведенные выше разрезы криворожской свиты, мы видим, что среди пород верхнего отдела значительным распространением пользуются:

- 1) графито-биотито-кварцевые сланцы с плагиоклазом, иногда с андалузитом, силлиманитом, ставролитом и гранатом;
- 2) серицито-кварцевые и мусковито-кварцевые сланцы;
- 3) кварциты, возникшие при метасоматическом замещении известковых пород и при метаморфизме кварцевых песчаников и более крупных обломков кварцевых пород;
- 4) тальковые сланцы;
- 5) железистые роговики;
- 6) конгломераты;
- 7) кварцево-амфиболо-биотито-плагиоклазовые сланцы (типа гнейсов).

Выделение нами в верхнем отделе тальковых сланцев и железистых роговиков требует специального пояснения.

Железистые роговики, расположенные северо-западнее собственно Криворожского бассейна, известны уже давно. Они протягиваются

в виде узких, иногда прерывистых полос параллельно простиранию пород среднего отдела. Я. Н. Белевцев полагал, что рассматриваемая полоса железистых роговиков или представляет западный борт Саксаганского синклиналя, или это взброшенный средний отдел. Д. И. Ищенко считает, что железистые роговики дальних полос являются антиклинальным шарниром среднего отдела.

Соотношение железистых роговиков западных полос с окружающими их породами было изучено нами в районе балки Северо-Червонной и в других районах. Коренные обнажения во всех этих участках отсутствуют и о соотношениях пород приходится судить по кернам скважин.

В районе рудника им. Ленина встречено три пласта амфиболо-магнетитовых роговиков (рис. 5). Судя по керну скважин, все эти пласты железистых роговиков имеют различную мощность и переслаиваются с черными графито-биотито-кварцевыми сланцами. Эти сланцы типичны для верхнего отдела. Контакты железистых роговиков с графито-биотитовыми сланцами нормальные, не тектонические. Рассмотренные материалы позволяют сделать только один вывод, что железистые роговики в районе западных полос Ленинского месторождения переслаиваются с графито-биотито-кварцевыми сланцами верхнего отдела.

В районе балки Северо-Червонной в настоящее время разбурен горизонт амфиболо-гематито-магнетитовых роговиков. Этот горизонт железистых роговиков также заключен среди пород верхнего отдела. В районе рудника им. Кагановича горизонт железистых роговиков представлен двумя пластами. Один из пластов пересечен скважиной, которая отчетливо показывает, что железистые роговики здесь также заключены среди графито-биотито-кварцевых сланцев верхнего отдела.

В районе рудника им. Фрунзе, на участке, где должен был проходить горизонт железистых роговиков верхнего отдела, мы встречаем мощную пачку конгломератов, кварцитов и прослоев черных графито-биотито-кварцевых и серицито-кварцевых сланцев. Среди галек конгломератов изредка попадаются прекрасно окатанные гальки железистых роговиков. Указанные конгломераты пересечены всего лишь одним профилем (рис. 6). В районе другого рудника, вблизи железистых роговиков, заключенных в породах верхнего отдела, скважиной пересечен пласт конгломератов небольшой мощности, с галькой кварца. Возможно, что этот пласт является продолжением конгломератов рудника им. Фрунзе. Так как эти последние заключены среди пород верхнего отдела, вероятно они являются внутриформационными образованиями, частично возникшими при размыве железистых роговиков верхнего отдела.

Подтверждением высказанного положения является вскрытие скважиной железистых роговиков среди конгломератовой толщи, которые, вероятно, возникли подобно встречающимся здесь графитовым сланцам.

Обнажение тальковых сланцев среди верхнего отдела известно в районе с. Алексеевка. Здесь развиты преимущественно тальковые разности. Вмещающими породами являются серые кварциты и графито-биотито-кварцевые сланцы.

В районе рудника им. Ленина породы, вмещающие тальковые сланцы, также принадлежат к верхнему отделу (рис. 5). Вероятно этот же горизонт тальковых сланцев пересечен рядом скважин в районе рудника им. Кагановича.

Учитывая характер распространения и типы пород верхнего отдела, мы считаем, что последний в районе Саксаганской полосы можно раз-

делить на следующие горизонты: 1) нижний кварцито-известняково-сланцевый горизонт; 2) тальково-роговиково-железистый горизонт, иногда содержащий конгломераты; 3) верхний кварцито-известняково-сланцевый горизонт.

СООТНОШЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД С КРИВОРОЖСКОЙ СВИТОЙ

Расчленение отдельных типов гранитов для района Кривого Рога впервые произведено Ю. И. Половинкиной (1926), которая выделила серые граниты (в настоящее время называемые кировоградскими и житомирскими) и красные граниты, секущие серые. Красные граниты в настоящее время называются днепровскими.

Ю. Ир. Половинкина, как и другие работники бывш. Геологического комитета, в то же время считала, что указанные граниты, а также плагиоклазовые граниты р. Саксагани древнее криворожской свиты. Впоследствии Н. П. Семененко (1940) доказал, что днепровские граниты прорывают криворожскую свиту. Этот взгляд в настоящее время получил всеобщее признание.

Н. П. Семененко (1949) предполагал, что серые кировоградские и плагиоклазовые саксаганские граниты также моложе криворожской свиты. Прямых доказательств этому Н. П. Семененко не приводил, и его вывод основан лишь на общности структурных линий гранитов р. Саксагани и саксаганской свиты.

В последней своей статье Н. П. Семененко (1951) относит саксаганские граниты к докриворожскому возрасту.

П. М. Каниболоцкий рассматривает саксаганские граниты как образования более молодые, чем криворожская свита, но оговаривается, что для решения этого вопроса фактического материала нет. В сводке 1932 г. зеленокаменные породы (амфиболиты) считаются более молодыми образованиями, чем саксаганские граниты, и налегающими на последние. Авторы подчеркивают, что интрузивных контактов упомянутых гранитов с зеленокаменными породами не наблюдалось.

Я. Н. Белевцев считает, что в районе рудника Артем аркозовые песчаники нижнего отдела криворожской свиты лежат на размытой поверхности саксаганских гранитов.

И. С. Усенко (1948) считает, что зеленокаменные породы (амфиболиты) и криворожская свита являются более молодыми, чем саксаганские граниты.

Ю. Ир. Половинкина посвятила возрастной характеристике саксаганских гранитов специальный раздел в одной из своих работ и считает, что они принадлежат к кировоградскому комплексу и являются более древними, чем криворожская толща.

С. П. Родионов относит саксаганские граниты к нижнему архею.

Таким образом, преобладающее большинство геологов склонно считать, что саксаганские граниты древнее амфиболитов и криворожской свиты. Некоторые геологи лишь предполагают, что эти граниты моложе криворожской свиты.

Нами в 1948 г. в балке Приворотной были обнаружены серые среднезернистые граниты, отчетливо прорывающие амфиболиты (рис. 8). Указанное обнажение доступно наблюдению лишь после бурных паводков, когда русло промоины очищается от осыпей покровных отложений. Недостатком этого обнажения является выветрелый и каолинизированный характер пород, хотя характер гранитов и амфиболитов здесь устанавли-

ливается отчетливо. В 1950 г. на этом обнажении был пройден шурф, подтвердивший установленные нами соотношения. Здесь же, в 30 м ниже указанного обнажения, в кернах скважин нами были встречены жилы серого плагиогранита, мощностью до 3 м, секущие амфиболиты.

В 1950 г. на берегу р. Саксагани мы обнаружили обнажение хлоритизированных, эпидотизированных и биотитизированных амфиболитов, которые совершенно отчетливо прорываются саксаганскими гранитами (рис. 9). Последние, рассекая амфиболиты, приобретают меланократовый характер, обогащаются цветными минералами и становятся более мелкозернистыми. В конце гранитных апофиз, внедряющихся в амфиболиты, иногда возникают жилкообразные участки окварцевания. Северо-восточнее и особенно юго-западнее этого обнажения на десятки метров прослеживаются те же амфиболиты, но сильно выветрелые.

Здесь же широко распространены и обнажения типичных саксаганских гранитов.

У перешейка излучины р. Саксагани обнажаются кварцевые песчаники аркозового горизонта. Следовательно, встреченные нами амфиболиты, прорванные гранитами, удалены на незначительное расстояние от пород аркозового горизонта и безусловно принадлежат к породам амфиболито-сланцевой свиты, подстилающим криворожскую свиту.

Описанные амфиболиты предыдущими исследователями ошибочно рассматривались как дайка, секущая саксаганские граниты.

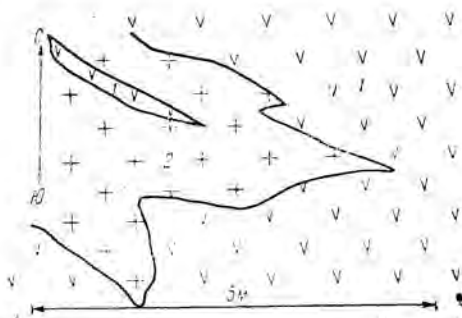


Рис. 8. Амфиболиты (1), прорванные саксаганскими гранитами (2). Балка Приворотная, промонина в русле (в плане).

Горными выработками рудника «Ингулец», пройденными на запад, вскрыты мигматиты серых плагиоклазовых гранитов, развившиеся по амфиболитам.

Контакты саксаганских гранитов с породами криворожской свиты долгое время нигде не наблюдались. Лишь в 1947 г. Я. Н. Белевцевым был обнаружен контакт саксаганских гранитов с аркозовыми песчаниками. Я. Н. Белевцев считает, что в данном случае аркозовые песчаники трансгрессивно залегают на гранитах. Мы выяснили, что аркозовые песчаники криворожской свиты здесь соприкасаются с саксаганскими гранитами. Плоскость контакта имеет простирание СВ 30—40° и падает на СЗ под углом 60°. Но осмотр обнажений в погребке не позволил все же выяснить вопрос о трансгрессивном или интрузивном характере контакта между соприкасающимися породами.

По нашей просьбе и по указанию Я. Н. Белевцева был пройден шурф, глубиной около 4 м. Шурф вскрыл плоскость контакта кварцевых песчаников с саксаганскими гранитами; контакт в шурфе, как и в погребке, проходит по плоскости с простиранием СВ 30—40° и падением на СЗ под углом 65°. Граниты на контакте с песчаниками существенных изменений не претерпевают. Контактная плоскость песчаников покрыта корочкой мощностью до 3 мм, состоящей из черного турмалина. Такой же турмалин, вместе со слюдой, иногда обильно развит в цементе песчаника. Здесь песчинки достигают в поперечнике 2 мм; они ярко-красно окатаны и цементируются тонкозернистым перекристаллизованным

ным кварцем и светлой слюдой. Граниты выветрелые; в шлифах видно, что они состоят из кварца, нацело серицитизированного плагиоклаза и хлоритизированного, мусковитизированного биотита.

На метр выше контакта, среди песчаников, проходит жилка тех же выветрелых гранитов (рис. 10). Мощность жилки 3—4 см, идет она параллельно плоскости контакта и согласно со слоистостью породы.

Все изложенное позволяет нам сделать заключение, что саксаганские граниты интродуцируют песчаники криворожской свиты. Прорывая совер-

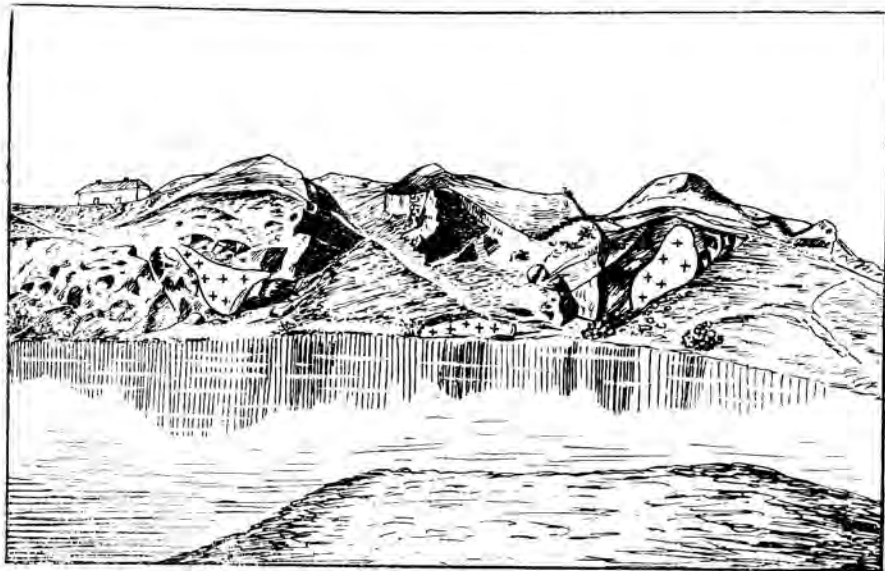


Рис. 9. Саксаганские граниты (помечены крестиками), прорывающие амфиболиты (серые скалистые выходы). Обнажение на берегу р. Саксагани.

шенно определенно породы сланцево-амфиболитовой свиты, саксаганские граниты не могут быть древнее криворожской свиты, так как криворожская и амфиболито-сланцевая свиты подвергались процессам складкообразования одновременно.

Ю. Ир. Половинкина и ряд других геологов рассматривают саксаганские граниты как фациальные разности житомирских гранитов. Но по своему минералогическому составу саксаганские граниты являются типичными плагиогранитами. Калиевый полевой шпат, в отличие от житомирских гранитов, в них отсутствует. Мы полагаем, что это можно объяснить исключительно тем, что формирование саксаганских гранитов происходило преимущественно среди амфиболитов — пород, бедных калием. Даже процессы контаминации магмы саксаганских гранитов амфиболитами могли обусловить образование плагиогранитов.

В 1950 г. на берегу балки Приворотной скважинами также вскрыты серые граниты, прорывающие и мигматизирующие амфиболиты. Восточнее сочленения Анновской и Саксаганской полос породы среднего отдела криворожской свиты и породы сланцево-амфиболитовой свиты прорваны типичными днепровскими гранитами.

В районе балки Приворотной установлены дайкообразные массивы серпентинитов; последние здесь древнее саксаганских (серых) и дне-

провских (красных) гранитов. Серпентиниты секут амфиболиты и являются посторогенными образованиями, так как не несут на себе следов интенсивного рассланцевания, которое резко проявлено в амфиболитах данного участка.

В районе с. Малиновки и в районе с. Елисеевки, в Приазовье, нами были встречены гранодиориты и кварцевые диориты, прорванные плагиогранитами.

Таким образом, в Криворожском бассейне совершенно отчетливо устанавливаются разновозрастные интрузивные породы, являющиеся более молодыми, чем породы криворожской свиты (начиная с более древних):

- 1) интрузивные основные и ультраосновные породы (серпентиниты);
- 2) кварцевые диориты и гранодиориты;
- 3) серые житомирские граниты и саксаганские плагиограниты;
- 4) микроклиновые днепровские (красные) граниты;
- 5) аплитовидные граниты;
- 6) жильные аплиты, пегматиты, диабазы.

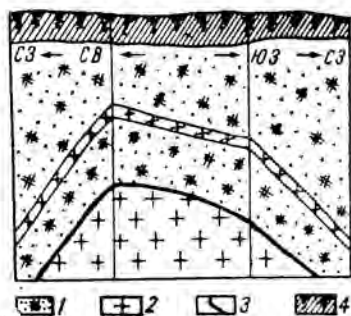


Рис. 10. Саксаганские граниты, прорывающие кварциты (породы аркозового горизонта). Зарисовка шурфа у погребка.

1 — аркозовые песчаники; 2 — саксаганские граниты; 3 — корочка турмалина; 4 — покровные отложения.

лампрофиры. Подобная последовательность развития интрузивных образований является закономерной для многих областей земного шара, и поэтому внедрение отдельных типов магмы, давших перечисленные интрузивные породы Кривого Рога, следует рассматривать не как самостоятельные интрузии, а как генетически связанные между собой интрузивные фазы одного магматического комплекса.

О МИГМАТИТАХ

Магма различных интрузивных фаз по-разному влияла на вмещающие породы. Наибольшее воздействие оказала магма третьей интрузивной фазы (магма, давшая саксаганские и житомирские граниты). При внедрении этой магмы вмещающие породы на 60—70% всей площади восточной части Украинского кристаллического щита были изменены в мигматиты серых гранитов.

Мигматизацией, связанной с магмой микроклиновых днепровских гранитов, захвачены также значительные площади. Но распространенность мигматитов микроклиновых (днепровских) гранитов значительно меньше, чем мигматитов серых гранитов. Нередко мигматиты серых гранитов подвергались дополнительной гранитизации магмой микроклиновых гранитов (полимигматиты).

Магма аплитовидных гранитов дала незначительное количество мигматитов. Данные наших наблюдений противоречат утверждениям

Ю. Ир. Половинкиной, считающей, что для серых гранитов менее характерны процессы гранитизации, чем для красных. Наши наблюдения показывают, что внедрение аплитовидных гранитов происходило после образования мигматитов микроклиновых (днепровских) гранитов, а не одновременно, как это считает Ю. Ир. Половинкина.

Закономерности и характер процессов мигматизации в восточной части Украинского кристаллического щита повсеместно носят довольно однообразный характер. Образование мигматитов обусловлено замещением вмещающих сквозь магматическими растворами в понимании Д. С. Коржинского, а не инъекцией жидкого силикатного расплава во вмещающие породы. Развитие мигматитов наиболее легко происходит за счет кварцево-биотитовых сланцев, труднее мигматизируются амфиболиты и наиболее трудно мигматизируются железистые породы. Вероятно как следствие этого является сравнительно слабый метаморфизм пород криворожской свиты.

О СИНКЛИНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА

В геологической литературе неоднократно подчеркивался синклинальный характер Криворожского бассейна. Западным крылом синклинала нередко считают полосы железистых роговиков, обнаруженные западнее Криворожского бассейна. Для одной из этих полос мы доказали принадлежность ее к верхнему отделу, и, следовательно, она не может считаться западным крылом среднего отдела Криворожского синклинала.

В настоящее время мы можем лишь утверждать, что Криворожский железорудный бассейн сложен породами разнообразного состава, имеющими моноклинальное падение на северо-запад и северо-восточное простираие. В районе сочленения Анновской и Саксаганской полос и особенно в районе г. Кривого Рога породы криворожской свиты образовали ряд местных антиклинально-синклинальных перегибов, с открытыми складками. Наиболее крупные из этих складок Тарапако-Лихмановский антиклиналь и Саксаганский синклиналь. Но все эти структурные единицы являются лишь складками высшего порядка открытого характера. Характер главной структуры Криворожского бассейна в целом пока не установлен.

В настоящее время в западной части Лихмановской полосы, на всем протяжении последней, установлен горизонт амфиболитов, сменяющихся к востоку полосой аркозовых песчаников и алевролитов, которые восточнее сменяются горизонтом тальковых сланцев. Если указанные породы считать разновозрастными с амфиболитами, аркозами и тальковыми сланцами, обнажающимися на востоке, то можно говорить о синклинальной структуре Лихмановской полосы. Но при этом, предположение, что надвиг срезает западное крыло Лихмановского синклинала, должно быть оставлено как неправдоподобное. В этом синклинале заслуживает особого внимания ядро, сложенное охристыми сланцами, которые обычно относят к верхнему отделу. Мощность этих сланцев 40—50 м; они прослежены на глубину до 350 м и по простираию более чем на 20 км сохраняют постоянную мощность. Выдержанная мощность этих сланцев скорее напоминает хорошо прослеживающийся горизонт, чем ядро складки, ось которой (если судить по полосчатости или мелким складкам) должна погружаться к северу на 30—40°. Это тем более странно,

что мощность верхнего отдела в центральной части бассейна измеряется километрами.

Если все-таки Лихмановскую полосу признать синклиналом, ядро которого сложено верхним отделом, то ее следует рассматривать как необычайно острый килевидный синклинал.

Но возможно, что амфиболиты, аркозовые песчаники и тальковые сланцы западной окраины Лихмановской полосы являются не западным крылом синклинала, а самостоятельными горизонтами, более молодыми, чем на востоке. В районе с. Анновки мы несомненно имеем горизонт амфиболитов, лежащий выше среднего отдела криворожской свиты. Последние данные буровых работ показали, что тальковые сланцы и алевролиты, вскрытые в западной части Лихмановской полосы, слагают западное крыло Тарапако-Лихмановского антиклинала и, следовательно, являются более молодыми образованиями, чем средний отдел.

Так как мы считаем тальковые сланцы в Криворожье широко распространенными породами, а не одним маркирующим горизонтом, то необходимо пересмотреть материалы, на которых основано построение Саксаганского антиклинала и развивавшегося на него надвига. Мы не утверждаем, но может оказаться, что породы, выделенные нами как карнаватский тальково-песчано-сланцевый горизонт, являются не надвинутыми породами нижнего отдела, а более молодыми образованиями, чем породы среднего отдела.

ВЫВОДЫ

1. Свиту биотито-кварцевых сланцев (гнейсов) и сланцево-амфиболитовую свиту (или комплекс зеленокаменных пород) Криворожского бассейна нет основания резко отделять от криворожской свиты, относя первые к архею, а последнюю к протерозою. Все указанные породы следует объединить в один метаморфический комплекс. Наличие значительных перерывов, сопровождавшихся складчатостью между указанными образованиями, фактическим материалом не подтверждается. Поэтому правильнее пока считать, что все свиты были смяты в складки одновременно. Перерыв в отложениях без интенсивных складчатых процессов устанавливается лишь на границе среднего отдела с верхним.

Мы присоединяемся к мнению Н. П. Семененко (1949), считающего возможным не разделять по возрасту амфиболиты р. Бавзалука и амфиболиты Кривого Рога. Никаких материалов, подтверждающих разновозрастность этих пород, в настоящее время нет.

2. Железистые роговики и амфиболо-магнетитовые сланцы входят в состав не только среднего отдела криворожской свиты — они распространены в верхнем отделе, в сланцево-амфиболитовой свите и в свите слюдяных сланцев (гнейсов).

3. Тальковые сланцы не являются маркирующим горизонтом, отделяющим нижний отдел криворожской свиты от среднего. Они встречаются в нижнем, среднем и верхнем отделах, а также в сланцево-амфиболитовой свите. Как маркирующий горизонт тальковые сланцы можно принимать лишь для небольших отдельных участков. Наиболее широко тальковые сланцы распространены на границе среднего и нижнего отделов.

4. Тальковые сланцы не являются метаморфизованными морскими карбонатными отложениями, как это считает большинство геологов; это измененные ультраосновные породы, вероятно эффузивного происхожде-

ния. В тех случаях, когда интрузивные серпентиниты подверглись интенсивному расщеплению, их трудно отличать от тальковых сланцев.

5. Саксаганские плагиоклазовые граниты не подстилают породы сланцево-амфиболитовой и криворожской свит, а прорывают их. Вероятно, отличие минералогического состава саксаганских гранитов от житомирских было обусловлено контаминацией их магмы породами сланцево-амфиболитовой свиты.

6. Формирование всех трех выделенных свит происходило в один геосинклинальный этап. Гнейсы, развитые западнее Криворожского бассейна, возникли частично при метаморфизме пород верхнего отдела, с инъекцией в них гранитного материала.

7. Формирование магматических пород в районе Кривого Рога шло от основных пород к более кислым. Поэтому правильнее разновозрастные породы района Кривого Рога рассматривать не как отдельные интрузии, а как интрузивные фазы одного магматического комплекса.

8. Синклинальное строение Криворожского бассейна пока еще не доказано. Криворожская свита прослеживается в виде одной полосы на северо-восток; в районе сочленения Саксаганской и Анновской полос и в районе г. Кривого Рога она образует ряд синклинально-антиклинальных перегибов, типа открытых складок, из которых наиболее крупными перегибами образованы так называемые Тарапако-Лихмановский антиклинал и Криворожский синклинал.

9. Вследствие отличия состава пород карнаватского песчаниково-сланцевого горизонта от пород нижнего отдела криворожской свиты, для доказательства существования Саксаганского антиклинала и надвига требуются дополнительные наблюдения.

Стратиграфия района Кривого Рога, согласно нашим представлениям, дана ниже.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА САКСАГАНСКОЙ ПОЛОСЫ И РАЙОНА КРИВОГО РОГА

1. Криворожский метаморфический комплекс.

А. Свита биотитовых сланцев (гнейсов). Мощность измеряется километрами. В этой свите резко преобладают биотито-плагиоклазо-кварцевые сланцы (гнейсы), реже встречаются биотито-плагиоклазо-кварцевые сланцы, пироксено-плагиоклазо-кварцевые сланцы, мраморы, графито-биотито-кварцевые сланцы, железистые роговики и железистые кварциты.

Б. Сланцево-амфиболовая свита. Мощность измеряется километрами. Состав: амфиболиты, сланцы — амфиболо-плагиоклазо-кварцевые, амфиболо-биотито-кварцевые, биотито-хлорито-кварцевые, кварцево-хлорито-цонзитовые, тальковые, хлоритовые; железистые породы — амфиболо-магнетитовые и биотито-хлорито-амфиболовые роговики, амфиболо-магнетитовые и биотито-амфиболо-магнетитовые сланцы, карбонатно-магнетитовые и карбонатизированные роговики и сланцы.

В. Криворожская свита. Мощность измеряется километрами.

1. Нижний отдел. Мощность 175—300 м.

а) Аркозовый горизонт. Кварцевые и аркозовые песчаники, кварциты, кварцево-серицитовые сланцы, биотито-гранато-ставролитовые сланцы, конгломераты с галькой кварца и кварцитов, филлиты, кварцево-биотитовые сланцы. Мощность 75—200 м.

б) Филлитовый горизонт. Филлиты, биотито-кварцевые сланцы, тальковые сланцы, биотито-хлоритовые сланцы с прослоями роговиков. Мощность 72—250 м.

2. Средний отдел. Мощность 750—1500 м.

а) Саксаганский горизонт, содержащий до шести пластов железистых роговиков и до четырех пластов тальковых сланцев (объединяющий первые три пласта железистых роговиков общепринятой многопластовой стратиграфической схемы). Мощность 100—800 м.

б) Рудоносный горизонт, объединяющий четвертый, пятый и шестой железистые пласты многопластовой схемы. Мощность 200—800 м.

в) Фрунзенский горизонт, объединяющий седьмой сланцевый, седьмой железистый и более высокие пласты железистых и сланцевых пород, а также шестой железистый и выше лежащие пласты железистых и сланцевых пород рудника им. Кирова. Мощность 200—600 м.

г) Карнаватский песчаниково-сланцевый горизонт, до настоящего времени рассматривающийся как надвинутое ядро Саксаганского антиклинала. Мощность 0—400 м.

д) Карнаватский сланцево-железисто-роговиковый горизонт (объединяет пласты Червонно-Кампанейский, Глееватский и Червонный). Мощность 0—250 м.

3. Верхний отдел. Мощность измеряется километрами.

а) Нижний кварцито-известняково-сланцевый горизонт. Графито-биотито-кварцевые сланцы, нередко с андалузитом, ставролитом и силлиманитом, серицито-слюдяные сланцы, кварциты (окварцованные песчаники, конгломераты и известняки), мраморы. Мощность 1000—1500 м.

б) Сланцево-роговиково-железистый горизонт, иногда сложенный конгломератами. Мощность 175—300 м.

в) Верхний кварцито-известняково-сланцевый горизонт (характер пород тот же, что и в нижнем кварцито-известняково-сланцевом горизонте). Мощность измеряется километрами.

г) Горизонт амфиболо-биотито-плагиоклазо-кварцевых сланцев (гнейсов). Мощность не известна.

II. Криворожский интрузивный комплекс.

Первая интрузивная фаза. Основные и ультраосновные породы (серпентиниты, амфиболиты).

Вторая интрузивная фаза. Гранодиориты и кварцевые диориты.

Третья интрузивная фаза. Саксаганские плагиоклазовые граниты, житомирские граниты; возможно — породы дайкового комплекса.

Четвертая интрузивная фаза. Днепровские микроклиновые граниты.

Пятая интрузивная фаза. Аплитовидные граниты.

Шестая интрузивная фаза. Дайковый комплекс (аплиты, пегматиты, диабазы).

Л и т е р а т у р а

- Белевцев Я. Н. Стратиграфическая схема Криворожья. Сов. геология, 1946, № 2.
 Гершойг Ю. Г. Фазы петрогенезиса в кристаллических сланцах Криворожья. Сов. геология, 1949, № 37.
 Подолничков В. Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. Центр. н.-и. геол.-разв. инст., вып. 38, 1936.
 Лучицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. Стратиграфия СССР. Т. I. Докембрий СССР. 1939.
 Половинкина Ю. И. К вопросу о строении и составе Южно-Русской кристаллической полосы. Изв. Геол. ком., т. 45, № 7, 1926.

- Половинкина Ю. И. О характере остаточной кристаллизации некоторых гранитных магм Украинского кристаллического массива. Геол. журн. АН УССР, т. 10, вып. 4, 1950.
- Половинкина Ю. И. и др. Железорудные месторождения Кривого Рога. Тр. Всес. Геол. разв. объедин., вып. 153, 1932.
- Пятницкий П. П. Докембрий. Матер. Укр. н.-и. геол.-разв. инст., вып. 2, 1933.
- Пятницкий П. П. Генетические и возрастные соотношения метаморфических пород украинского докембрия. Геол. журн., т. 5, вып. 4, 1938.
- Семенов Н. П. О взаимоотношениях гранитов с криворожской свитой. Сб. тр. Днепропетровск. инст. геол., вып. 17, 1940.
- Семенов Н. П. Структуры кристаллического массива среднего Приднепровья. Изд. АН УССР, 1949.
- Семенов Н. П. Строение Украинского кристаллического массива и история его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Танатар И. И. Геологические исследования Криворожского железорудного бассейна. Инж. работник, Днепропетровск, 1927.
- Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд. Киевск. Гос. унив., 1948.
- Фрейвальд Ю. Кремнисто-железистые породы низовьев р. Каменки (приток р. Бузулук). Вісник Укр. геол.-разв. управл., вып. 16, 1931.

Н. Н. КАРЛОВ

ЗНАКИ РЯБИ В ОВРУЧСКИХ КВАРЦИТАХ

Овручские кварциты издавна привлекали к себе внимание геологов как весьма интересные, загадочные по возрасту и генезису отложения.

Эти породы красивого розового и малинового цвета обнажаются на большой площади в районе Овруча и Славечна Житомирской области. Месторождения этих кварцитов в районе Овруча разрабатываются очень давно; есть указание на то, что в урочищах Загородище, Сеницы и Красный Бор близ с. Збранск были доисторические разработки красных кварцитов, известные в настоящее время среди местного населения под названием «Ровки» (Тутковский, 1910, стр. 178).

Геологический возраст овручских кварцитов долгое время вызывал разногласия и до сих пор еще окончательно не установлен. Так, в прошлом столетии и в начале нынешнего овручские кварциты относили то к силурийским отложениям (Рогович, 1860), то к кембрийским (Барбот-де-Марни), то к палеозойским вообще (Оссовский, 1871), то к альгонским (Пятницкий, 1898), то к девонским (Армашевский и Ставровский, 1889; Карпинский, 1907), то к раннепалеозойским, от силура до среднего девона (Тутковский, 1910), и, наконец, частично даже к третичным отложениям (Дубянский, 1905).

В последнее время также высказывались различные взгляды на возраст овручских кварцитов. Так, например, А. А. Борисяк (1934) относит их к девону, А. Д. Архангельский (1935) — к протерозою, А. Н. Мазарович (1939) — к ютнию, В. Г. Бондарчук (1947) — к самым верхам докембрия, Н. М. Страхов (1948) — к архею.

В своих последних сводках по стратиграфии докембрия Европейской части СССР В. И. Лучицкий (1939а, 1939б) верхнюю часть овручских кварцитов отнес к низам кембрийской системы (эокембрию), а нижнюю часть толщи тех же пород к самым верхам протерозойской группы — ютнию. Следует отметить, что на ютнийский или постютнийский возраст овручских кварцитов В. И. Лучицкий указывал еще в 1912 г.

Таким образом, вопрос о действительном геологическом возрасте овручских кварцитов не решен окончательно и в настоящее время. Точно так же не разрешен и вопрос о их происхождении, поскольку для этого не имелось точных данных. П. А. Тутковский (1910, стр. 179) утверждал, что «этот интересный песчаник и сопровождающие его конгломераты представляют собою весьма древнее наземное континентальное образование, происшедшее таким же путем, каким и ныне образуются в пустынях мощные отложения песчаников и конгломератов». Как на доказательство этого положения П. А. Тутковский (1910, стр. 176) ука-

зывает, между прочим, на то, что в овручских кварцитах (песчаниках — по его терминологии) изредка наблюдается «окаменелая песчаная рябь пустыни». «До настоящего времени такая рябь наблюдалась в овручском песчанике только в одном из его выходов — овраге Дехтяря у с. Збранок». П. А. Тутковский отмечал, что найденная им рябь не симметрична и что эта «несимметричность грядок ряби, как уже указано выше, не свойственна отпечаткам морских или озерных волн и характерна для песчаной ряби, производимой действием ветра, причем более крутой склон ряби — в данном случае западный — соответствует подветренной стороне, следовательно ветер здесь дул с востока».

Нами было произведено исследование предоставленного геологом А. Косухиным интересного образца типичного темнорозового овручского



Рис. 1. Плита овручского кварцита со знаками ряби.
(Фот. А. Косухина).

кварцита с превосходно выраженными на его поверхности напластования знаками ряби (рис. 1). Оказалось, что «окаменелая песчаная рябь пустыни», о которой писал П. А. Тутковский, в действительности представляет собой настоящие знаки ряби, а точнее — ряби течения, т. е. знаки, образовавшиеся на песчаном дне водоема с ориентированным течением воды. Как видно на рис. 1 и 2, знаки эти резко обозначены, слегка изогнуты в плане, разделены довольно глубокими бороздками и имеют асимметричный поперечный профиль. Ряд параллельных срезов через пластилиновые слепки знаков ряби (рис. 3) позволил точно измерить их длину и высоту (рис. 4) в нескольких сечениях, а по ним вычислить индекс ряби, позволяющий установить генезис этих важных геологических документов.

Средняя длина (a) знаков ряби на поверхности исследованного образца овручского кварцита разнится 14 мм, а их амплитуда, или высота (b) колеблется в пределах 2—3 мм. Отсюда индекс ряби, представляющий отношение длины волны ряби к ее высоте $\frac{a}{b}$, соответственно колеблется от 4.7 до 7. Это позволяет с определенностью констатировать водный генезис ряби, во всяком случае не эоловый, как это утверждал

П. А. Тутковский (1910, стр. 173), поскольку индекс ряби у водных знаков ряби колеблется в пределах 4—10, а у эоловой, ветровой ряби — в пределах 20—50.



Рис. 2. Знаки ряби на кварците.
(Фот. Н. Н. Карлова).

Из этого с несомненностью следует, что овручские кварциты имеют не эоловое, а водное происхождение и образовались в водном бассейне

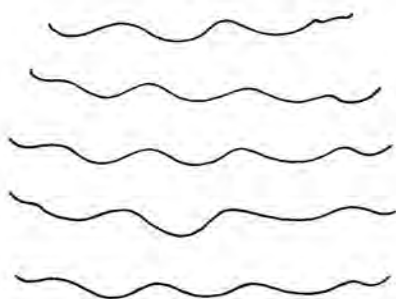


Рис. 3. Поперечные срезы пластилиновых слепков знаков ряби.
(Фот. Н. Н. Карлова).

О том, что и рябь, исследованная самим Тутковским из оврага Дехтярня у с. Збранок, имеет именно водный, а не эоловый генезис, можно заключить по размерам этой ряби, указанной в его работе (1910, стр. 177): «Наиболее крупная рябь пустыни имеет здесь ширину грядок в разных местах от 3 до 4 см, причем вершинки выпуклых грядок возвышаются над соседними желобками (долинками) на 6 мм, в разрезе грядки ряби имеют слегка приплюснутую форму низких трапеций с неровными, несимметричными боками; один склон грядок (именно западный) круче другого (восточного); угол западного склона грядок с горизонтом составляет от 32° до 36° , а угол восточного склона — от 13° до 16° ».

На основании вышеприведенных слов П. А. Тутковского можно заключить, что индекс исследованной им ряби составляет от 5 до 6,7, т. е., как раз отвечает тем значениям индекса ряби, которые характерны для ряби водного происхождения.¹

Подводными течениями либо в водном потоке, причем движение воды было направлено с запада на восток, так как пологий склон (в данном слу-

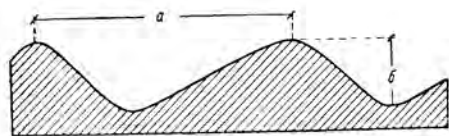


Рис. 4. Определение индекса ряби у овручского кварцита.
 a — длина; b — высота.

чае западный) гребней знаков ряби всегда обращен в ту сторону, откуда было направлено водное течение. Можно предполагать поэтому, что

¹ По современным данным, волновая рябь имеет индекс от 5 до 8, редко до 10, рябь течений — от 5 до 15 и более; эоловая рябь — от 20 до 50 (см.: Справочник путешественника и краеведа, т. 2, 1950, стр. 288). — Прим. ред.

мнение Тутковского о пустынном эоловом накоплении овручских кварцитов было вызвано недостаточной разработанностью в то время методики изучения знаков ряби.

Что касается возраста овручских кварцитов, то для решения этого важного вопроса, следует принять во внимание средний объемный вес овручских кварцитов, который, на основании результатов лабораторных определений, равен в среднем 2.64 при удельном весе 2.66 и пористости 0.3% (точнее — от 0.1 до 0.5%). Эти цифры свидетельствуют о большой степени метаморфизации породы и о том, что овручские кварциты не принадлежат к осадкам палеозоя (кембрия, силура или девона) Русской платформы, которые имеют объемный вес не более 2.4, а к докембрию.

Л и т е р а т у р а

- Армашевский П. и К. Ставровский. К геологии Овручского уезда. Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., т. 10, вып. 1, 1889.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть, вып. 1, Изд. 2-е, 1935.
- Бондарчук В. Г. Геологічна будова УРСР. 1947.
- Борисяк А. А. Историческая геология. 1934.
- Дубянский В. Об овручских песчаниках. Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., т. 20, вып. 1, 1905.
- Карпинский А. П. О результатах некоторых буровых работ в бассейне Припяти. Изв. АН СССР, VI серия, т. I, № 9, 1907.
- Карпинский А. П. и Н. Барбот-де-Марни. Геологические исследования в Волынской губ. Научно-истор. сборник Петерб. горн. инст., 1873.
- Лучицкий В. И. Рапакиви Киевской губ. и породы, его сопровождающие. Изв. Варшавск. полит. инст., вып. 1, 1912.
- Лучицкий В. И. Общий обзор докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия СССР, т. I, 1939а.
- Лучицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. Стратиграфия СССР, т. I, 1939б.
- Мазарович А. Н. Геология СССР. 1939.
- Обручев С. В. Геологическая съемка. Справочник путешественника и краеведа, т. 2, 1950.
- Оссовский Г. О древних осадках северо-восточной части Волынской губ. — красных песчаниках (кварцитах) и чернобурых сланцах Овручского и Новоградволынского уездов. Тр. III съезда русских естествоиспыт. в Киеве в 1871 г., 1873.
- Пятницкий П. П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России. Тр. Общ. испыт. прир. при Харьк. унив., т. 22, 1898.
- Рогович А. Об ископаемых рыбах губерний Киевского учебного округа. Естест. ист. губерний Киевск. уч. округа. Палеонтология. Киев, 1860.
- Справочник путешественника и краеведа, т. 2. Гл. 17.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. 1948.
- Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария. 1910.

С. В. ОБРУЧЕВ и Д. А. ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ

ДОКЕМБРИЙ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

ВВЕДЕНИЕ

Сопоставление стратиграфических колонок метаморфических пород докембрия Прибайкалья, Хамар-Дабана и Восточного Саяна, а также тектонических структур этих районов до сих пор встречало значительные трудности вследствие недостаточной изученности многих участков байкальского побережья.

Во второй половине прошлого столетия берега Байкала были исследованы А. Л. Чекановским и очень детально И. Д. Черским, а позже В. А. Обручевым; с тех пор байкальские разрезы сделались основными и с ними сравнивались все другие разрезы сибирского докембрия.

В советское время изучение докембрия Восточной Сибири приняло планомерный характер. На побережье Байкала за последние двадцать лет проведен ряд ценных геологических работ, но все же некоторые участки Прибайкалья не посещались геологами со времени И. Д. Черского. Для того чтобы делать достаточно обоснованные выводы о структуре, стратиграфии и фациях всей Саяно-Байкальской протерозойско-каледонской складчатой зоны, необходимо новое ревизионное исследование докембрия всего побережья Байкала.

Поэтому, после того как по поручению Института геологических наук Академии Наук СССР С. В. Обручев с сотрудниками в течение нескольких лет изучал докембрий Восточного Саяна, Хамар-Дабана и восточной части Тувы, Институт нашел необходимым поручить С. В. Обручеву произвести сравнительное изучение докембрия побережья Байкала, в особенности протерозоя, а также байкальского комплекса, который одни геологи относят к протерозою, другие к кембрию. Для этих работ были выбраны участки западного побережья Байкала к северу от Ангары, где можно изучить все три свиты байкальского комплекса, и участок к северу от о. Ольхона — единственное место на берегах Байкала, где широко развит протерозой. Этот последний участок после работ И. Д. Черского 1879—1880 гг. в течение 70 лет никем из геологов не изучался.

В сентябре 1948 г. С. В. Обручев совершил поездку в лодке вдоль побережья, начиная от с. Онгурен, находящегося против северной оконечности о. Ольхона, и до бухты Солонцовой. Так как при этих работах выяснилось, что необходимо изучить также и разрез архея, то было осмотрено западное побережье Малого моря от с. Онгурен на юг до Ольхонских ворот. Затем было осмотрено побережье от с. Голоустного

до с. Б. Коты. Во всех участках изучалась преимущественно береговая полоса.

Обработка материалов производилась в Лаборатории геологии докембрия Академии Наук СССР С. В. Обручевым и сотрудником Лаборатории Д. А. Великославинским; последний изучил петрографическую коллекцию и составил описание групп осадочных, метаморфических и магматических пород архея, протерозоя и байкальского комплекса; описания эти помещены в соответствующих отделах данной статьи. В статье приведены материалы только по среднему участку западного побережья Байкала, от Ольхонских ворот до бухты Солонцовой. Вопросу о возрасте байкальского комплекса (который С. В. Обручев считает геосинклинальными отложениями нижнего кембрия, аналогичными первой свите кембрия Восточного Саяна) будет посвящена отдельная статья.

История геологического изучения Приольхонья подробно изложена в сводках В. А. Обручева «История геологического исследования Сибири» и «Геология Сибири» и в работе Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1938б) о побережье Малого моря. Поэтому отметим только важнейшие этапы исследований.

Впервые побережье исследованного С. В. Обручевым участка было подробно изучено И. Д. Черским (1880—1881), напечатавшим вначале краткие сведения в своих предварительных отчетах за третий и четвертый годы исследований, а позже — сводку итогов своих работ на Байкале с картой мелкого масштаба (1886); после его смерти было опубликовано составленное им описание орографии и частично обнажений западного побережья (Семенов, Черский и Петц, 1895).

В 1889 и 1890 гг. этот район посетил В. А. Обручев, который в 1889 г. изучил район рек Сармы и Иликты (1897), а в 1890 г. по рекам Унгуру, Успану и Сарме вышел к побережью Малого моря и затем прошел по о. Ольхону до его северо-восточной оконечности (1890). Его исследования значительно дополнили и исправили выводы И. Д. Черского, в особенности в отношении бассейна рек Сармы и Иликты, где до этого геологических работ не производилось. В. А. Обручев дал новое стратиграфическое расчленение байкальского комплекса и изучил древние толщи Ольхона и Приольхонья.

Сводка Б. Н. Артемьева, несмотря на то, что она содержит мало геологических материалов, интересна по содержащимся в ней новым данным об архее Приольхонья. Более, систематическим геологическим исследованиям о. Ольхон и Приольхонье подвергались в 1931 и 1935 гг., когда здесь работали А. С. Кульчицкий и Л. Г. Котельников (Котельников, 1934).

В 1936 г. Е. В. Павловский и А. И. Цветков, в связи с общим изучением западного Прибайкалья, предпринятым Институтом геологических наук Академии Наук СССР по инициативе В. А. Обручева и под его руководством, изучали район западного побережья Малого моря от долины р. Сармы до р. Замы. В результате этих работ ими был опубликован (1938б) очерк района, содержащий описание стратиграфии, магматизма и метаморфизма докембрия и байкальского комплекса, в котором петрографическая часть написана А. И. Цветковым.

Мы не будем излагать здесь результатов исследований 1931—1936 гг., а остановимся на их разборе в соответствующих местах текста.

СТРАТИГРАФИЯ АРХЕЯ

Изучение архейских образований не являлось основной целью нашей работы, но попутно с изучением протерозоя С. В. Обручеву удалось осмотреть обнажения береговой полосы северо-западного побережья Малого моря от с. Онгурен до Ольхонских ворот, а также часть бухт в последних. Результаты этих наблюдений и сопоставление их с материалами других исследователей позволили прийти к выводам, имеющим серьезное значение для характеристики прибайкальского архея.

Во всех предшествовавших описаниях архея западного побережья Байкала принята, по нашему мнению, неправильная последовательность отделов архея; поэтому представляет интерес изложение наших наблюдений и выводов.

Наше описание докембрия составлено в правильной последовательности, согласно принятой нами схеме, от нижних толщ к верхним, причем образования, которые мы считаем протерозойскими, удалены из состава архейских толщ и описаны в соответствующих местах. При описании мы отмечаем, какие из свит, выделенных предыдущими авторами, должны быть включены в соответствующий отдел докембрия.

Нижняя толща (приольхонский комплекс)

К нижней толще архея мы относим породы, слагающие о. Ольхон и продолжение этой полосы к юго-западу на материке, т. е. всю прибрежную зону между Кунтинской долиной и берегом Байкала.

Этот комплекс пород Л. Г. Котельников (1934) назвал прибрежным, а А. С. Кульчицкий — приольхонским. Наиболее полная петрографическая характеристика пород, слагающих этот комплекс, дана в работе Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1938а) по соседнему району Анги и Бугульдейки и частично — в их работе о побережье Малого моря (1938б).

Из выделенных Павловским и Цветковым (1938а) трех свит архея к этому комплексу, по нашему мнению, надо отнести лишь верхние две:

A_2 — средняя известняково-сланцевая свита, представляющая чередование пачек разных пород мощностью в несколько десятков метров. Характерны кристаллические известняки и кристаллические сланцы, очень разнообразные по составу; преобладают гранатовые сланцы, довольно много роговиков; встречаются амфиболовые, биотито-роговообманковые, альбито-хлорито-эпидотовые, пироксено-роговообманково-слюдяные и др.; плагноклазовые гнейсы сравнительно редки. Мощность свиты несколько сотен метров.

A_3 — верхняя кварцито-известняковая свита состоит из преобладающих известняков (нередко с графитом), которым подчинены светлые и чистые кварциты и кварцево-кальцитовые сланцы. Мощность свиты от 1000 до 2000 м.

Л. Г. Котельников, работы которого в 1931 г. охватили о. Ольхон и материковую часть до р. Анги на западе, не выделял в приольхонском комплексе отдельных свит, а дал очень краткое сводное петрографическое описание горных пород.

Л. Г. Котельников относит все кристаллические сланцы комплекса к гнейсам и выделяет очковые биотитовые, очковые лейкократовые, щелочные, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, биотитовые и пироксено-роговообманковые плагногнейсы, полевошпатовые амфиболиты, пиро-

ксеновые гнейсы, пироксено-биотитовые, пироксеновые и пироксено-роговообманковые плагиогнейсы, пироксено-роговообманковые породы с графитом и пироксено-роговообманково-плагиоклазовые породы. Л. Г. Котельников отмечает преобладающую роль известняков, в контакте с гранитами они дают разнообразные скарны; кварциты и известняки нередко содержат графит. Мощность комплекса Л. Г. Котельников (1934) определяет от 4000 до 6000 м.

А. С. Кульчицкий дает примерно то же описание комплекса. Он определяет мощность горизонтов кристаллических известняков в этом комплексе от нескольких десятков метров до 100—200 м, а в некоторых случаях до 1000—1500 м.

В отчетах старых исследователей (И. Д. Черский, В. А. Обручев, Б. Н. Артемьев) для характеристики комплекса содержится гораздо меньше материала.

Б. Н. Артемьев отмечает очень частое чередование пород разного состава пачками мощностью от 0.5 до 50—60 м.

Изучение собранных нами образцов показало, что карбонатные породы представляют собой мраморы, а чередующиеся с ними кристаллические сланцы правильнее называть гнейсами.

По наблюдениям С. В. Обручева, горизонты мраморов местами достигают значительной мощности — до нескольких сотен метров, но чаще они имеют мощность лишь в несколько метров или десятков метров. Общая мощность комплекса равняется нескольким километрам; ширина полосы, занятой породами этого комплекса между зоной большого разлома северо-западного побережья Малого моря и восточным входом в Ольхонские ворота, более 16 км. Пока невозможно вычислить истинную мощность комплекса, так как не было произведено детального изучения его стратиграфии и тектоники.

Повидимому, комплекс образует ряд изоклинальных складок или чешуй, опрокинутых на северо-запад; этим объясняется моноклинальное падение пластов к юго-востоку.

Сравнивая этот комплекс с лучше изученными толщами архея юго-западного Прибайкалья и Восточного Саяна, мы можем отнести его по обилию карбонатных горизонтов к слюдянской свите Прибайкалья или Ag_2 саянской схемы (Лурье и Обручев, 1950). И. Д. Черский включал этот комплекс в верхний отдел или верхний этаж лаврентьевской системы (докембрий).

Как указано выше, С. В. Обручевым были осмотрены только немногочисленные обнажения архея, поэтому собранные образцы не могут дать представления о всем комплексе пород нижней толщи архея (перечисление которых, по данным других исследователей, приведено выше). Но тем не менее описание пород, составленное Д. А. Великославинским, представляет значительный интерес, так как материалов для характеристики этой толщи до настоящего времени опубликовано чрезвычайно мало.

Верхняя толща (приморский комплекс)

Широкая полоса в Приморском хребте сложена метаморфическими породами, которые все исследователи этой части Прибайкалья относят к нижнему комплексу архея. Комплекс этот Л. Г. Котельников, А. С. Кульчицкий и другие называют приморским; к архею же ими были отнесены и гранитные тела этой полосы.

А. С. Кульчицкий включил в приморский комплекс даже филлиты и зеленые сланцы (измененные эффузивы). Однако, по нашим исследованиям, не только филлиты и зеленые сланцы, но и граниты, очковые гнейсы и многие кварциты являются протерозойскими, и на долю собственно приморского комплекса архея остается только часть метаморфических пород. Прежде чем перейти к описанию этих архейских пород, следует сказать несколько слов о причинах, на основании которых из архея должны быть удалены очковые гнейсы и большая часть кварцитов.

Очковые гнейсы Л. Г. Котельников и А. С. Кульчицкий включают в состав приольхонского и приморского комплексов, выделяя их как более древнее образование — катакластические порфировидные граниты. Е. В. Павловский и А. И. Цветков считают очковые гнейсы катаклазированными зонами архейских гранитов, по возрасту несколько более поздних, чем метаморфическая толща комплекса — A_1 по их схеме. На основании данных, изложенных ниже, очковые гнейсы, встречающиеся в виде пластовых тел в метаморфических толщах западного Прибайкалья, а также краевые зоны гранитных массивов представляют собой милониты протерозойских гранитов, и поэтому они не должны включаться в комплексы архея.

Кварциты включаются всеми исследователями западного Прибайкалья в нижний отдел архея; эти кварциты лежат на катаклазированных гранитах в Приморском хребте. В то же время А. С. Кульчицкий и Л. Г. Котельников указывают, что очковые гнейсы иногда перекрывают кварциты. Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938а, 1938б) помещают кварциты в самую нижнюю, кварцито-сланцевую свиту архея Анга-Бугульдейского района и в нижнюю толщу кристаллического сланцевого комплекса Малого моря. По описаниям этих исследователей, в кварцитах и кварцевых сланцах не редки слюда (мусковит и биотит) и полевые шпаты; сверху к кварцитам присоединяются пачки слюдяно-гранатовых сланцев.

По наблюдениям С. В. Обручева, для нижнего протерозоя характерны кварциты, петрографически вполне схожие с приморскими. Приморские кварциты лежат по простирацию на юго-западном продолжении зоны нижнего протерозоя. Наконец, в соседних площадях архея мы не знаем такого обильного развития кварцитов. Все это заставляет нас сомневаться в правильности отнесения кварцитов к архею, в особенности кварцитов Приморского хребта в районе Анга-Бугульдейка, которые залегают совершенно изолированно от архея приольхонского комплекса.

В районе Малого моря Е. В. Павловский, А. И. Цветков и Л. Г. Котельников включают кварциты в общее описание нижнего отдела архея и не выделяют территориально на карте; поэтому здесь трудно отделить по их описанию кварциты, которые мы относим к протерозою, от архейских пород.

Взаимоотношения кварцитов и очковых гнейсов не являются решающими, так как последние, представляя собой пластовые интрузии, внедрившиеся и в архей и в протерозой, могут в разрезе, при различных эрозионных срезах, лежать и выше и ниже кварцитов.

Поэтому мы воздерживаемся от решения вопроса, какие кварциты можно включить в приморский комплекс.

Собственно архей. К архею приморского комплекса следует отнести метаморфические толщи Приморского хребта, которые в районе

Малого моря лежат между берегом Байкала и массивом протерозойского катаклазированного гранита (архейского по Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову). Хотя в этой толще кристаллические известняки и мраморы в обнажениях между с. Зама и мысом Арул по внешнему виду более похожи на протерозойские известняки Восточного Саяна, чем на мраморы приольхонского комплекса соседнего Ольхона и побережья Малого моря у Курминских мысов, но их согласное залегание с толщей гнейсов заставляет считать их также архейскими.

Поэтому из описаний Л. Г. Котельникова к архею приморского комплекса следует отнести все породы его приморского комплекса, кроме кварцитов, а из описания Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (район Малого моря) — среднюю и верхнюю толщи кристаллически-сланцевого комплекса A_1 и комплекс кристаллических известняков и сланцев A_2 . Но, как указано выше, в описании последних авторов в свиту A_1 включены кварциты скорее всего протерозойские; кроме того, в описание свиты A_2 , повидимому, включены породы приольхонского комплекса, которые выходят в узкой зоне на берегу Малого моря у Сармы и Курминских мысов (границей между приольхонскими и приморскими комплексами мы считаем поверхность разлома, которой обусловлен крутой склон Приморского хребта к Малому морю). Поэтому, хотя Е. В. Павловский и А. И. Цветков дают хорошее описание толщ A_1 и A_2 , это описание нельзя принять целиком для характеристики верхней толщи архея. Мы приводим описание этой толщи по нашим наблюдениям в прибрежной полосе.

Мощность комплекса, по определению Л. Г. Котельникова (1934), от 3000 до 6000 м. Так же как и нижняя толща архея, комплекс имеет в общем крутое моноклинальное падение на юго-восток местами с небольшими изменениями падения до крутого на северо-запад. Для этой толщи мы предполагаем также общую опрокинутость на северо-запад и наличие изоклинальных складок или чешуй.

Еще нельзя восстановить детали структуры этой сложной складчатой зоны; мы не можем установить и последовательности горизонтов, и поэтому даем лишь грубое деление на гнейсовую и карбонатную свиты. Судя по наблюдениям Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1938б), вдали от побережья можно видеть, что гнейсы залегают под свитой кристаллических известняков и обе свиты образуют две острые синклинали, опрокинутые на северо-запад.

На берегу Байкала С. В. Обручеву удалось наблюдать в двух местах налегание мраморов на гнейсовую свиту, причем в первом из этих обнажений в основании карбонатной свиты лежит пласт мрамора в 1—1.5 м, выше — пласт гнейса в 0.5—1 м (непостоянный по мощности), и на нем — сплошная толща мраморов и кристаллических известняков. Повидимому, следует считать, что карбонатная свита является верхним членом разреза приморского комплекса. Поэтому мы даем описание свит в том порядке, как они обнажены в береговых утесах с севера на юг, т. е. начиная от горизонтов, лежащих в современном разрезе внизу, к верхним.

Гнейсовая свита занимает полосу шириной вкрест простирающаяся около 9 км, от м. Халтыгей до м. Зама; падение моноклинальное на юго-восток.

Для этой толщи характерно чередование слоев серых меланократовых и желтых и розовых лейкократовых гнейсов. Большей частью полоски темных гнейсов толще. Так, при очень тонком чередовании

в нижней части свиты меланократовые прослои равны 1—2 см, а лейкократовые — 0.1—1 см.

В верхней части свиты, при чередовании более толстых слоев, пачки темных гнейсов достигают 30—50 м мощности и заключают прослои розовых гнейсов от 0.10 до 1.00 м. Иногда розовые гнейсы обособляются в значительные пачки до 20 м и более. Темные полосы представляют собой мелано- и мезократовые двуслюдяные плагиоклазовые гнейсы, а светлые — лейкократовые двуслюдяные гнейсы. В нижней части свиты темные полосы частью сложены дистено-гранатовыми гнейсами. К сожалению, между нижней и верхней частями свиты в обнажениях на побережье имеется большой разрыв, поэтому переход между ними нам не удалось изучить. Для верхней части свиты характерно обилие секущих жил пегматита и пегматитового гранита. В описании Е. В. Павловского и А. И. Цветкова мы находим в составе свиты A_1 , т. е. нашей гнейсовой, гораздо более разнообразные породы, но, как отмечено выше, нет уверенности, что все они принадлежат приморскому комплексу.

Карбонатная свита мраморов и кристаллических известняков занимает вдоль побережья Малого моря сравнительно узкую полосу — не более 1 км. Пласты падают в общем на юго-восток, но, кроме того, они смяты в многочисленные складки второго и третьего порядка. В нижней части свиты кристаллические известняки (мраморы) главным образом яснослоистые, белые и полосатые, с серыми и белыми прослоями. Выше среди них появляются неправильной формы массы неслоистого белого и розового мрамора. Полосатые кристаллические известняки вследствие разной податливости слоев образуют вокруг них сложные складки.

В верхней части свиты отмечены пласт фишашково-серого кварцита мощностью 8 м, прослой брекчии в 1 м с плоскими обломками известняка размерами до 0.30 м; кроме того, в нескольких местах у подножья береговых гнейсов — обильные осыпи брекчии с красным и, реже, белым карбонатным цементом и обломками белых и серых мраморов, размерами начиная от мелких 0.5—1 см до крупных 5—30 см. Эта брекчия может быть как пластовой, так и тектонической, из секущего свиту разлома; округленность углов крупных обломков не решает вопроса о генезисе ее.

Верхняя часть свиты сложена слоистыми, полосатыми и неяснослоистыми серыми и белыми кристаллическими известняками и мраморами.

В одном обнажении обнаружена пачка мощностью до 35 м известковых белых ровнослоистых сланцев с прослоями серых и зеленоватых; в основании пачки лежит пласт в 1 м черных кристаллических мелкозернистых сланцев.

Общая мощность свиты не менее 800 м.

Общее заключение о свитах архея

Исследователи Приольхонья при разделении архея на свиты и установлении их последовательности принимали, что моноклинальное падение пластов архея к юго-востоку зависит от того, что все комплексы архея лежат в крыле единой большой складки. Поэтому комплексы пород, лежащие в самом верху, на юго-востоке, считались более молодыми, чем лежащие под ними на северо-западе, и приольхонский комплекс более молодым, чем приморский. При работах севернее Малого моря С. В. Обручев установил, что мощная толща пород несомненно протерозойского возраста, занимающая все побережье от Малого моря

до бухты Солонцовой, также падает моноклинально на юго-восток под архей. Эти взаимоотношения архея и протерозоя побережья доказывают, что на северо-западном побережье Байкала докембрий имеет не моноклинальное нормальное падение свит к Байкалу, а надвинут на северо-запад, к Сибирской платформе, причем архей надвинут на протерозой. Поэтому мы имеем право предположить, что и внутри архея образовалась такая же система чешуй, надвинутых в сторону платформы.

Изучение побережья привело С. В. Обручева к заключению, что большой разлом (наличие которого предполагали В. А. Обручев и Б. Н. Артемьев), ограничивающий с юго-востока склон Приморского хребта, действительно разграничивает образования разного возраста и разного петрографического состава. В районе Малого моря он проходит вдоль северо-западного побережья и уходит на юго-запад, на материк — по Кунтинской долине и далее до устья Бугульдейки, по «вымершим долинам» И. Д. Черского. Разлом этот отделяет приморский комплекс от приольхонского.

Довольно трудно решить, какой из этих двух комплексов древнее, так как граница между ними тектоническая, а степень метаморфизма комплексов одинаковая. Только наличие в составе приморского комплекса верхней карбонатной толщи, по нашему мнению, может решить вопрос в пользу его более молодого возраста. Свита эта, как отмечено выше, внешне совсем не сходна с обычными мраморами архея, широко представленными в приольхонском комплексе. Хотя при микроскопическом исследовании наших немногочисленных образцов карбонатных пород из обоих комплексов Д. А. Великославинский не мог установить существенной разницы между ними, но по внешнему виду, слоистости, характеру выветривания эта свита больше напоминает карбонатные свиты протерозоя, чем архея. В то же время мы не можем оторвать ее от архея и считать протерозойской, надвинутой по поверхности надвига на архей, так как в ее основании мы обнаружили прослой гнейсов. Поэтому ее следует считать верхней свитой архея, а приморский комплекс — более молодым, чем приольхонский.

Кроме этого изменения в определение относительного возраста двух комплексов, нам пришлось удалить из них породы протерозоя — очковые гнейсы, филлиты и часть кварцитов, которые ошибочно включались в архей. И. Д. Черский (1886), как можно видеть по его карте Байкала и описанию к ней, в свой нижний отдел (нижний этаж) лаврентьевской системы на изученном нами отрезке побережья включал очковые гнейсы («байкальские гнейсы» А. Л. Чекановского), кварциты, свиту хлоритовых сланцев побережья между Малым морем и бухтой Солонцовой и порфиры, обнажающиеся севернее. Из этих пород очковые гнейсы и большая часть кварцитов и хлоритовых сланцев являются протерозойскими, а порфиры — позднекаледонскими. Следовательно, на этом участке северо-западного побережья Байкала в действительности нет архейских пород, которые можно было бы отнести к нижнему отделу И. Д. Черского, а имеются только породы верхнего комплекса, гнейсы с прослоями карбонатных пород. Вообще из тех пяти комплексов прибайкальских пород, которые И. Д. Черский (1886, стр 12) относил к нижнему отделу лаврентьевской системы, в составе архея можно оставить лишь значительную часть первого комплекса, т. е. в обозначении И. Д. Черского гнейсы (роговообманковые и хлоритовые, реже слюдяные), часто переходящие «в соответственные неслоистые

видоизменения», часть кварцитов и, может быть, часть второго комплекса — гранито-сиенитов и гранитов, «переходящих в соответственные гнейсы» (большая их часть несомненно магматические породы). Поэтому два отдела лаврентьевской системы И. Д. Черского в настоящее время представляют лишь исторический интерес и не должны применяться при сравнениях фаций сибирского докембрия.

ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АРХЕЯ

Нижняя толща (приольхонский комплекс)

Гранато-биотитовые гнейсы. Серые полосчатые породы, в которых наблюдается чередование более мелкозернистых прослоев, очень богатых биотитом, с прослоями кварц-плагноклазового состава. И в тех и в других присутствуют розовые порфиобласты граната величиной до 0,5 см.

Лейкократовые прослои состоят из вытянутых, иногда достигающих больших размеров ($1,5 \times 0,9$ мм) линз мозаично гаснущего кварца, более мелких неправильных зерен олигоклаза (иногда серицитизированных), мелких листочков и табличек биотита (по *Ng* — буровато-зеленых, по *Np* — почти бесцветных) и редких крупных порфиобластов граната. Из аксессуарных минералов присутствует апатит и мелкие зерна циркона.

Структура гранато-биотитовых гнейсов — порфиобластическая, с гранобластической основной тканью; порфиобласты представлены гранатом. Текстура — сланцеватая.

Роговообманково-биотитовые гнейсы. Мелкозернистые светло-серые огнейсованные породы.

Кварц (20—25%) преимущественно в линзовидных зернах с синусоидальными контурами и волнистым, до мозаичного угасанием. Плагноклаз (65%), представлен олигоклазом № 25: $(010) \wedge Np'$ на плоскости $\perp PM = 5^\circ$, образует ксеноморфные вытянутые вдоль гнейсовидности зерна. Биотит (3—5%) — то в виде правильных табличек, то рваных листочков, вытянутых вдоль сланцеватости и находящихся в сравнении с количественно резко подчиненным мусковитом. Роговая обманка — в скелетных кристаллах, переполненных включениями кварца. Незначительные количества эпидота, апатита, сфена и рудного; вокруг зерен последнего наблюдаются каемки из сфена.

Структура роговообманково-биотитовых гнейсов — лепидогранобластическая. Текстура — сланцеватая.

Биотитовые гнейсы. Серые полосчатые породы, в которых чередуются темные, богатые биотитом полосы со светлыми полосами, богатыми плагноклазом.

Кварц присутствует в количестве 10—12%, обычно количество его в меланократовых разновидностях меньше (до 10%), а в лейкократовых — больше, всегда с резко волнистым или даже мозаичным угасанием; линзовидные зерна его имеют тенденцию к ориентировке длинными осями по сланцеватости. Плагноклаз (60—70%) представлен олигоклаз-андезином № 30—33: $(010) \wedge Np'$ на плоскости $\perp PM = 11—15^\circ$; обычно слабо изменен или даже совершенно свежий; ксеноморфные зерна его также удлинены вдоль гнейсовидности. Биотит (10—15%) образует как неправильные листочки, так и таблички с идиоморфными очертаниями, является единственным идиоморфным среди породообразующих минералом; всегда ориентирован длинными осями вдоль гнейсовидности, чаще всего плохорирует в бурозеленых тонах, реже — в зеленовато-коричневых и коричневых. Присутствуют в незначительных количествах циркон, апатит и рудный.

Структура — лепидогранобластическая, в катаклазированных породах — бласто-катакластическая. Текстуры — сланцеватая, полосчатая.

Лейкократовые двуслюдяные гнейсы. Светлые тонкополосчатые мелкозернистые породы розовато-серого цвета. Полосчатость вызвана скоплением слюд в отдельных тоненьких, мощностью в несколько миллиметров, прослойках.

В отличие от биотитовых гнейсов, в двуслюдяных гнейсах в значительном количестве (до 55%) присутствует микроклин, совершенно свежий, с очень хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Микроклин, что отчетливо видно под микроскопом, образует обычно более крупные, чем другие минералы, выделения линзовидной формы. Плагноклаз (кислый олигоклаз) — в мелких зернах, присутствует в небольшом количестве (около 10%), на границе с микроклином содержит многочисленные мирмецитовые вроски кварца; серицитизирован. Кварц (около

30%) — вытянутых вдоль гнейсовидности то линзовидных, то неправильных зернах с мозаичным и облачным угасанием. Мусковит (около 2,5%) и биотит (около 1,5%) — в мелких листочках и табличках, частью идиоморфных, секущих все минералы; все они вытянуты преимущественно в одном направлении. В небольшом количестве в породе встречен эпидот. Из акцессорных минералов присутствует в единичных зернах анатит.

Структура — гранобластическая. Текстура — сланцеватая.

Мраморы. Макроскопически — белые среднезернистые породы с темными точками графита.

Порода сложена различной величины зернами карбоната с полисинтетическими двойниками, в них наблюдаются изогнутые двойниковые полоски. Кроме карбоната, присутствуют графит и редкие зерна бесцветных слюдястых минералов (повидимому, серицита или флогопита и мелкочешуйчатого талька).

Структура — среднезернистая, гетерогранобластическая. Текстура — массивная.

Верхняя толща (приморский комплекс)

Дистено-гранатовые гнейсы. Тонкополосчатые породы с чередованием более мелкозернистых темных полос с биотитом и дистеном и более крупнозернистых кварцево-полевошпатовых полос. Ширина полос от нескольких миллиметров до 1 см; как в тех, так и в других наблюдаются красно-бурые зерна граната, размерами до 2 мм.

Кварц (около 25%) образует различного размера зерна (от 0,5 до 2 мм), резко удлиненные, линзовидные и неправильной формы, располагающиеся своими удлинениями вдоль сланцеватости, они раздроблены и имеют мозаичное угасание. Зерна кварца, наряду с зернами граната, выделяются своими наиболее крупными размерами. Микроклин-пертит (около 70%) образует обычно изометрические, несколько округлые зерна, по величине редко превышающие 0,5 мм; микроклиновая решетка неясная, наблюдается волнистое угасание. Биотит — в мелких чешуйках, сосредоточенных в темных полосах, где количество его достигает 5%; цвет по *Nr* — бледно-желтый, по *Ng* — оранжево-коричневый. Мусковит встречается в кварцево-полевошпатовых прослоях (так же как и биотит) в виде мелких табличек и чешуек, замещает дистен и гранат. Дистен присутствует в небольшом количестве в виде мелких табличчатых зерен; замещается мусковитом. Гранат — в редких, до 2 мм величины, неправильной формы изъеденных зернах; нередко он присутствует в форме скелетных образований. Бледнозеленая шпинель — в неправильных единичных зернах.

Структура — лепидогранобластическая, обусловленная таблитчатыми формами развития дистена, биотита и мусковита, приближающаяся к порфиробластической, в тех случаях, когда гранат образует более крупные выделения. Текстура — сланцеватая.

Мелано- и мезократовые двуслюдяные плагиоклазовые гнейсы. Отчетливо полосчатые серые породы, в которых темные полосы, обогащенные биотитом, чередуются со светлыми, богатыми плагиоклазом и кварцем; меланократовые разновидности, очень богатые биотитом, — совершенно черные.

Биотит (до 20%) образует преимущественно неправильные, удлиненные вдоль сланцеватости листочки и чешуйки, плеохроирует в буро-зеленых тонах (*Ng* — интенсивно буро-зеленая, *Nr* — зеленовато-желтая). Мусковит (до 7%) частично замещает биотит; выделения его несколько более идиоморфные. Кварц (до 20%) образует вытянутые по сланцеватости неправильные зерна, которые большей частью раздроблены на агрегат мелких разно ориентированных зернышек. Угасание резко волнистое, мозаичное. Плагиоклаз (до 50%) — в неправильных зернах, обычно серицитизированных, иногда с включениями эпидота и кальцита; представлен олигоклаз-андезином № 20–27: (010) *Nr*¹ на плоскости $\perp$ *PM* = $O-10^\circ$. В более лейкократовых разновидностях в большем, в меланократовых — в весьма незначительном количестве встречен микроклин, свежий, с отчетливо выраженной микроклиновой решеткой. Эпидот встречается главным образом в агрегатах чешуек биотита и, реже, в зернах плагиоклаза меланократовых гнейсов. Карбонат образует включения в плагиоклазе. Апатит — весьма обычен для этих пород. Сфен встречен в единичных зернах.

Структура — лепидогранобластическая, бластокатакlastическая. Текстура — сланцеватая.

Лейкократовые двуслюдяные гнейсы. Более мелкозернистые розовые породы, образующие прослои в 0,1–1,0 м в меланократовых двуслюдяных плагиоклазовых гнейсах.

Слюда представлена доминирующим мусковитом (7—8%) и биотитом (около 2%); окраска биотита по *Ng* — густая буро-зеленая, по *Np* — зеленовато-желтая. Чешуйки мусковита и биотита подчеркивают кристаллизационную сланцеватость породы, располагаясь в плоскости сланцеватости. Среди полевых шпатов — плагиоклаз № 20: (010) *Np'* на плоскости $\perp PM = 0^\circ$; плагиоклаз резко преобладает над микроклином. Суммарное содержание полевых шпатов достигает 63—65%. Плагиоклаз серицитизирован, микроклин — свежий, с отчетливой решетчатой структурой. Зерна полевых шпатов удлинены в одном направлении, совпадающем с направлением сланцеватости. Кварц раздроблен и перекристаллизован; содержится в большем количестве (около 35%), чем в плагиоклазовых гнейсах. Агрегаты мелких различно ориентированных зерен кварца образуют в породе линзы и прослой, ориентированные своими длинными осями так же, как вытянутые зерна полевых шпатов и чешуйки слюд. Эпидот встречается в виде редких зерен в скоплениях чешуек биотита, серицита и рудного. Наблюдается развитие эпидота по периферии зерен рудного минерала. Рудный минерал, повидимому магнетит, иногда в виде довольно крупных порфириобластов. Содержание рудного минерала и эпидота в породе достигает 1.5%. В единичных зернах встречен апатит.

Структура — гранобластическая, участками — бластокатакlastическая; катаклизом затронут главным образом кварц (раздроблен и перекристаллизован). Текстура — сланцеватая.

Мраморы. Массивные среднезернистые породы, окрашенные в белый цвет, под микроскопом обнаруживают почти мономинеральный состав: к зернам карбоната в незначительном количестве примешивается кварц, иногда наблюдаются микрожилки кварца. В отдельных штуфах наблюдаются мелкие чешуйки графита. Зерна карбоната полисинтетически сдвойникованные, неправильной формы. Пространство между крупными зернами карбоната местами выполнено дробленным и перекристаллизованным материалом породы.

Структура — среднезернистая, гранобластическая до бластокатакlastической. Текстура — массивная.

СТРАТИГРАФИЯ ПРОТЕРОЗОЯ

И. Д. Черский (1886) установил, что на участке северо-западного побережья Байкала, от северного входа в Малое море почти до бухты Солонцовой, развита кварцито-филлитовая толща, которая в легенде к его карте была обобщена так: «Хлоритовый сланец, переходящий в такой же гнейс, в соответственные массивные породы, в слюдяной сланец, кварцит, тальково-хлоритовые, а местами и роговообманковые породы и перемежающиеся с ними». В северо-восточном конце прибрежной полосы, занятой этой свитой, отмечен один горизонт роговообманкового гнейса и выше — пять горизонтов, обозначенных в легенде как «порфировидный хлоритовый сланец от вкрапленных кристаллов и округленных сростков полевого шпата; эквивалент байкальского гнейса и переходная форма к порфирам».

К северу от бухты Солонцовой на побережье показаны порфиры. Южнее полосы протерозоя по берегу Малого моря показаны байкальские (очковые) гнейсы, которые, по мнению И. Д. Черского, связаны постепенным переходом с кварцито-филлитовой толщей; в южном конце этой толщи И. Д. Черский показал на карте один горизонт байкальских гнейсов.

После И. Д. Черского главная область развития кварцито-филлитовой толщи протерозоя от Малого моря до бухты Солонцовой не изучалась геологами, и только предположительно, по аналогии с другими районами Прибайкалья, В. А. Обручев (1935, т. I) отнес хлоритовые сланцы И. Д. Черского к протерозою; эту толщу на мелкомасштабных геологических картах закрашивали обычно цветом протерозоя. В юго-западном конце эта полоса протерозоя была очень поверхностно изучена А. С. Кульчицким. Он объединил ее вместе с археем в приморский комплекс. На его карте побережья Малого моря полоса протерозоя

продолжается к юго-западу, вдоль Приморского хребта, и отделяется от приольхонского комплекса большим приморским сбросом. В легенде она обозначена как «перемежаемость филлитов, кварцитов, зеленых сланцев, гнейсов (в том числе очковых) с прослоем едорто-заминского известняка». Названием «едорто-заминский известняк» А. С. Кульчицкий обозначает верхнюю карбонатную свиту, описанную нами выше в составе приморского комплекса архея. Дальше к юго-западу, в области работ Л. Г. Котельникова, Е. В. Павловского и А. И. Цветкова, полоса протерозоя замещена по простираению большим массивом гранита, но возможно, что в контактовых зонах последнего, особенно в юго-восточной (так как на северо-западе массив контактирует с голоустенской свитой байкальского комплекса) сохранились участки пород протерозоя — кварциты и другие породы, значительно метаморфизованные в зоне экзоконтакта и потому отнесенные вышеуказанными геологами к архею.

Толща протерозоя имеет в общем северо-восточное простираение, в среднем около СВ 40—60°, с местными отклонениями до широтного и меридионального, и однообразное моноклинальное крутое падение к юго-востоку обычно под углом 50—70°, иногда до вертикального, редко более пологое. Падение на северо-запад наблюдается в общем не более чем в 10% прибрежных обнажений.

Перпендикулярно простираению ширину полосы протерозоя можно принять в 24 км, но эта цифра не определяет мощности толщи. Изучение этого участка побережья Байкала позволяет установить, что толща протерозоя опрокинута на северо-запад, в сторону Сибирской платформы; повидимому, толща слагает несколько чешуй или изоклинальных складок и осложнена надвигами по поверхностям, близкими к поверхностям напластования. Вследствие сложности этой структуры определить истинную мощность толщи протерозоя без крупномасштабного картирования невозможно.

Вдоль по простираению местами горизонты свиты изгибаются и от этого несколько раз срезаются в береговых утесах. Кроме того, общее изменение направления побережья обуславливает различные условия срезания протерозоя линией берега.

Мы даем краткое описание свит, начиная с юго-запада к северо-востоку, т. е., согласно их положению в современном срезе, от лежащих выше к лежащим ниже; но в действительности, повидимому, соотношения обратные — вся толща опрокинута, и, таким образом, описание начинается с стратиграфически более низких свит. Поэтому мы будем называть при описании верхней ту свиту, которая в современном разрезе лежит ниже.

1. Свита онгуренская

а) Темнозеленые сланцы — эпидото-хлоритовые и серицито-кальцито-эпидото-хлоритовые, окварцованные, с черными поверхностями скольжения, на которых блестят чешуйки серицита; обильные кварцевые линзы. Мощность 100 м.

б) Ровнослоистые белые и светлосерые сланцеватые мелкозернистые мусковитовые аркозовые кварциты с давленными поверхностями, на которых блестят чешуйки слюды. Пласты толщиной от 5 до 20 см, но в изломе ясно выделяется тонкая сланцеватость. Некоторые слои с раковистым изломом, без сланцеватости. Мощность до 150 м.

в) Зелено-серые биотитовые сланцы с бугристыми поверхностями скольжения; обильные кварцевые линзы толщиной от 0.5 до 5 см и длиной от 3 до 30 см. В средней части горизонта — пачка в 30 м охристых слюдяных сланцев и пласт в 0.50 м белого кристаллического известняка. Мощность до 300 м.

г) В первых трех горизонтах отмечено несколько пластовых тел очковых гнейсов. Далее к северу вплоть до м. Онгурен нами изучена толща, в которой не менее 90—95% составляют пластовые тела очковых гнейсов, мощностью начиная от 1—2 м и до сотен метров; осадочные породы сохранились в виде тонких прослоев (мощностью не более 20—30 м, а чаще — 0.5—1 м) тех же биотитовых и эпидото-карбонато-серицито-хлоритовых сланцев (филлитов) и хлорито-серицитовых, иногда аркозовых кварцитов. Очень характерны среди очковых гнейсов прослои в 1—2 м и иногда до 10—20 м милонитизированных биотито-эпидотовых амфиболитов, представляющих сильно измененные осадочные породы. Наконец, в нескольких местах встречены катаклазированные двуслюдяные гнейсы, образующие прослои в несколько метров мощностью среди очковых гнейсов. На осадочные породы в этом горизонте приходится не более 100—200 м.

Так как между обнажениями третьего и четвертого горизонтов имеется большой перерыв, то общая мощность свиты может достигать 1000—1500 м.

2. Свита илгинская

а) Кварциты светлосерые, зелено-серые, темносерые и серо-палевые серицито-хлоритовые, с редкими прослоями биотито-серицито-хлоритовых кварцитов, чередующиеся с прослоями в 1—10 м филлитовидных кальцито-эпидото-роговообманковых, эпидото-роговообманковых и ороговиженных серицито-хлоритовых сланцев.

б) Те же кварциты без прослоев сланцев.

в) Кварциты с прослоями филлитовидных сланцев в 1—10 м.

г) Филлитовидные сланцы того же состава почти без прослоев кварцитов.

д) Филлитовидные сланцы — роговообманковые, кальцито-эпидото-роговообманковые и серицито-хлоритовые, с тонкими прослоями кварцитов.

е) Чередование значительных пачек кварцитов и филлитовидных сланцев, часто окварцованных.

ж) Преобладающие кварциты, а филлитовидные сланцы составляют не более 15—20%. Прослои милонитизированных эпидото-плагноклазовых амфиболитов в 10—15 м.

В первом горизонте в свите кварцитов обнаружены три пласта конгломерата, состав гальки и цемента которых очень интересен для характеристики условий отложения свиты.

Первый пласт мощностью 1 м; второй пласт на 30 м ниже первого, мощностью 2.5 м. Гальки и валуны сплющены и вытянуты очень сильно в плоскости напластования; размеры больших галек обычно таковы: толщина 5—10 см, короткая ось (в плоскости напластования) 10—25 см, длинная ось 50—75 см. Галька белая, состоит из кварцево-эпидото-серицитовой породы; серый цемент представляет эпидото-роговообманковый сланец, напоминающий милонитизированный амфиболит вышеупомянутых прослоев, нередко встречающихся в свите. Под вто-

рым пластом конгломерата, отделяясь от него прослоем в 20 см темно-серых и серых биотито-серицитовых кварцитов сланцев и белых кварцитов, лежит пласт зеленоватого конгломерата мощностью 0.50 м; галька длиной от 1 до 5 см, с длинными осями, вытянутыми в плоскости напластования, состоит из тонкозернистых серицито-хлоритовых сланцев; цемент представляет собой эпидото-серицито-хлоритово-биотитовый сланец; в сланцах цемента и галек имеется большое количество рудного минерала.

Для всех перечисленных горизонтов этой свиты характерны пластовые тела микрогаббро и секущие дайки гранитоидов. Хотя повторения горизонтов, обусловленные изменениями простираания слоев и направления береговой линии по возможности исключены, но повидимому, что есть еще некоторое дублирование. Общая мощность горизонтов а—ж может достигать 2000—3000 м, а отдельные горизонты имеют мощность от 100 до 400 м.

з) В следующем горизонте преобладают пластовые тела очковых гнейсов, а осадочные породы составляют не более 25—30%; они представлены теми же серицито-эпидотовыми и серицито-хлоритовыми филлитовидными сланцами, милонитизированными амфиболитами и отчасти кварцитовидными породами. Общая мощность осадочной части этой толщи не ясна, но несомненно она не менее 1000—1500 м.

3. Свита Шартлы

а) Фиолетовые и частью зелено-серые карбонато-серицито-хлоритовые сланцы.

б) Метаморфизованные аркозовые песчаники с неполно раскристаллизованным кварцево-мергелистым цементом.

В свите отмечено несколько пластовых тел микрогаббро, а в северном конце появляются пластовые тела очковых гнейсов.

Мощность фиолетовых сланцев не менее 500 м, а мощность толщи песчаников может достигать 1500—2000 м.

4. Свита солонцовая

Для северного участка изученного побережья снова характерно обилие пластовых тел очковых гнейсов мощностью от 2 до 200—300 м. Но, в отличие от первой свиты, здесь сохранилось много осадочных пород. Можно выделить следующие горизонты.

а) Серые и зеленоватые тонкополосчатые филлитизированные эпидото-роговообманковые и серицито-хлоритовые сланцы с прослоями крепких сланцеватых кварцитов. Мощность 200—300 м.

б) Сланцеватые кварциты в пластах и пачках мощностью от 2 до 50 м, разделенных телами очковых гнейсов. Иногда в кварцитах видны прослой светлосерых хлоритовых сланцев.

в) Сланцеватые кварциты в двух горизонтах, в 150—180 и 200—250 м, разделенных пластовым телом очковых гнейсов мощностью 200—300 м.

г) Светлосерые и белые тонкослоистые сланцеватые известково-серицито-хлоритовые кварциты и более крепкие плитчатые кварциты с прослоем от 0.1 до 1.0 м темнозеленых мелкозернистых кварцево-биотито-хлорито-эпидотовых сланцев. Мощность 300—400 м.

Общая мощность свиты более 1000 м.

Ввиду невозможности восстановить структуру протерозоя трудно говорить о последовательности свит. Но наличие в первой свите более метаморфизованных пород — биотитовых сланцев и двуслюдяных гнейсов — позволяет предполагать, что первая свита древнее остальных и при прогибании геосинклинали была погружена глубже, чем вышележащие. В то же время в состав третьей свиты входят сравнительно мало метаморфизованные песчаники, что заставляет считать ее верхней. Отметим, что зеленые и фиолетовые сланцы этой свиты можно считать аналогами зеленых и лиловых сланцев свиты M_2 , выделенной Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936) в районе Елохина мыса; по данным этих исследователей, нижний протерозой этого района сложен двумя свитами. В первой свите (M_1) преобладают серые и зеленоватые кварцитовые сланцы (кварцево-альбито-серицитовые, кварцево-альбито-серицито-хлоритовые, кварцево-альбито-серицито-эпидотовые, кварцево-кальцито-серицитовые и, реже, кварцево-хлорито-роговообманковые). Переход между свитами M_1 и M_2 постепенный; свита M_1 состоит внизу из чередования слюдистых, тонко- и толстоплитчатых кварцитов, с пачками кварцево-хлоритовых сланцев в 5—15 м; выше лежат слюдистые кварциты, а затем лиловые и зеленые филлиты с редкими прослоями кварцитов мощностью в несколько метров. Разрез венчается пластом пятнистого фиолетового филлита в 7—8 м, с крупными валунами кварца; на нем лежит пласт грубого конгломерата в 6—8 м, с галькой кварца, кварцитов, лиловых филлитов, роговиков, кварцево-серицито-хлоритовых сланцев и, редко, красных яшмовидных пород, т. е. матернала от размыва пород протерозоя из свит M_1 и M_2 .

Сравнение этих свит с нашими позволяет приравнять их свитам второй и третьей (илгинская = M_1 , Шартлы = M_2); возможно, что горизонт конгломератов в нашем разрезе лежал выше по склону Приморского хребта, который нами не был осмотрен.

Четвертая (солонцовая) свита нашей схемы представляет собой, возможно, повторение второй свиты в нижнем крыле опрокинутой в сторону Сибирской платформы синклинали или в чешуе надвига, поэтому она не должна входить в подсчет общей мощности. Суммарная мощность первых трех свит по приведенным выше цифрам от 6000 до 8500 м. Эта цифра очень условна и характеризует только порядок мощностей, с которыми мы имеем дело.

Описанную кварцито-филлитовую толщу можно сравнивать с нижним протерозоем Восточного Саяна, состоящим главным образом из зеленых филлитов, в верхней части чередующихся с карбонатными породами (Лурье и Обручев, 1950); мощность этой толщи от 6500 до 8000 м, т. е. того же порядка, что и на побережье Байкала. Сравнение с разрезом протерозоя восточного Прибайкалья провести труднее, так как там разрез протерозоя усложнен двумя мощными карбонатными свитами, которые чередуются с филлитовыми. Повидимому, в зоне вдоль окраины Сибирской платформы (северо-западное побережье Байкала и далее к северо-востоку в Чуйско-Мамском районе) нижний протерозой сохраняет фациальное единство, в то время как к востоку от этой зоны условия накопления осадков иные и разрез нижнего протерозоя сильно отличается от приплатформенной зоны геосинклинали.

Необходимо отметить, что Е. В. Павловский во всех своих работах, начиная с 1938 г., называет верхним протерозоем байкальский комплекс (по нашему мнению — нижний кембрий), а всю нижележащую толщу

протерозоя Прибайкалья и Восточного Саяна (т. е. нижний, средний и верхний протерозой нашей саянской схемы) относит к нижнему протерозою. Только в первой своей работе по Прибайкалью о районе Елохина мыса (Павловский и Цветков, 1936) он отнес байкальский комплекс к кембрию и соответственно выделил в протерозое толщи M_1 и M_2 .

В дальнейшем мы будем везде обозначать отделы протерозоя по принятой нами саянской схеме, а голоустенскую, улунгутуйскую и качергатскую свиту будем называть не нижним кембрием, а, во избежание недоразумений, — байкальским комплексом.

Описание пород первой свиты протерозоя дается отдельно, так как наличие более сильно метаморфизованных пород придает этой свите своеобразный характер.

ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПРОТЕРОЗОЯ

Нижняя свита

Филлитовидные эпидото-хлоритовые сланцы. Эти породы, окрашенные в серо-зеленые тона, широко распространенные в верхних свитах протерозоя, в нижней свите редки. Главным минералом эпидото-хлоритовых сланцев является хлорит с бурой аномальной интерференционной окраской, слабо плеохроичный, бледнозеленый, с прямым угасанием (пеннин). Он присутствует в породе в количестве до 60% и выполняет промежутки между зернами кварца и эпидота, образуя агрегаты мелких волокон и чешуек, вытянутых по сланцеватости. Среди хлорита в небольшом количестве встречается серицит. Эпидот — обычно в призматических удлиненных зернах с характерной пятнистой интерференционной окраской. Наряду с ним встречается цоизит в мелких изометрических, реже — вытянутых зернах. И тот и другой присутствуют в сумме в количестве до 20%. Карбонат (до 10%) — в полисинтетических sdвойникованных более крупных зернах и агрегатах мелких зерен, неравномерно, участками разбросанных в породе. Кварц — в мелких и, реже, более крупных зернах, вытянутых по сланцеватости. Количество его достигает 15—20%.

Структура — фибробластическая, обусловленная тонколистоватыми и волокнистыми образованиями хлорита. Размер зерен до 0.3 мм. Текстура породы — сланцеватая.

Биотитовые сланцы. Тонкосланцеватые породы, обычно черные с легким зеленоватым оттенком. В поперечных разломах видны светлые зернышки кварца и плагиоклаза. Встречаются биотитовые сланцы с бугристыми поверхностями сланцеватости.

Главной составной частью (до 40%) является биотит, обычно в форме резко удлиненных по сланцеватости листочков, плеохроирующий в зеленых тонах; реже встречается оранжево-коричневый биотит. Интерстиции между биотитом заполнены бластическими зернами кварца и плагиоклаза. Кварц значительно преобладает над плагиоклазом, имеет волнистое угасание; в отдельных породах он с мозаичной структурой. Плагиоклаз — кислый, содержит от 20 до 30% анортита. Всегда присутствует карбонат, образующий удлиненные вдоль сланцеватости более крупные зерна. В отдельных породах наблюдается в большом количестве эпидот. Из аксессуарных минералов обычен апатит.

Структура — лепидобластическая, обусловленная пластинчатым и чешуйчатым развитием преобладающего минерала породы — биотита. Текстура — сланцеватая.

Эпидото-актинолитовые породы как по внешнему виду, так и по минералогическому составу и структурам очень сходны с описанными ниже эпидото-актинолитовыми сланцами верхних свит. Некоторые породы этой группы ближе напоминают эпидото-плагиоклазовые рассланцованные амфиболиты верхних свит; в них также под микроскопом обнаруживается характерный для этой группы сфен.

Структура пород — порфиробластическая со следами катаклаза и бластеза.

Кварциты. Серицитовые и серицит-хлоритовые кварциты нижней свиты не отличаются существенно от кварцитов верхней свиты. Они состоят по преимуществу из зерен кварца с небольшой примесью зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В интерстициях зерен кварца располагаются немногочисленные мелкие

чешуйки и листочки главным образом серицита и, реже, хлорита, обуславливающие лепидогранобластическую структуру пород.

Встречаются катаклазированные кварциты, в которых более крупные зерна кварца развальцованы в линзы и ленты мелких зерен кварца. Структура таких кварцитов — бластокатакlastическая. Текстура — сланцеватая.

Двуслюдяные гнейсы. Серые тонкослоистые породы, в которых макроскопически различаются темная слюда (биотит) и линзовидные агрегаты светлых зерен кварца и полевых шпатов.

Под микроскопом наблюдается чередование более мелкозернистых полос (зерна размерами 0.1 мм), состоящих из биотита (с серицитом и хлоритом) и кварца, с более крупнозернистыми полосами, состоящими из плагиоклаза, кварца и карбоната. Кварц развит преимущественно в мелкозернистых прослоях (величина зерен 0.1 мм), обогащенных слюдистыми минералами. Зерна его несколько вытянуты по сланцеватости. Среди этих прослоев выделяются отдельные более крупные зерна кварца (0.7×0.3 мм) с прихотливыми контурами, имеющие мозаичное угасание. Они обладают большим сходством с кварцем более крупнозернистых лейкократовых прослоев и линз. Плагиоклаз в незначительном количестве присутствует в мелкозернистых прослоях, но и там он отличается большей величиной зерен; главное количество его сосредоточено в более крупнозернистых прослоях и линзах. Он образует таблитчатые зерна и несколько идиоморфен по отношению к кварцу; серицитизирован. Судя по показателю преломления, очень близкому к показателю преломления канадского балласта, — это олигоклаз приблизительно с 20% анортита. Биотит встречается как в мелких неправильных таблитчатых чешуйках, так и в крупных (более 1 мм), обычно сильно изогнутых с рваными контурами листочков и их агрегатах; присутствует в повышенном количестве в мелкозернистых прослоях; окраска по *Ng* — буровато-зеленая, по *Np* — бледная зеленовато-желтая; часто сопровождается хлоритом и мусковитом. Мусковит образуется по плагиоклазу, а также присутствует в виде крупных спутанно волокнистых агрегатов в мелкозернистых прослоях вместе с биотитом. Карбонат — в неправильных зернах среди крупнозернистых прослоев и линз с плагиоклазом; не двояникован.

Структура — гетерогранолепидобластическая. Текстура — сланцеватая.

Кристаллические известняки в этой свите представлены лишь небольшим прослоем, в 0.5 м, среди биотитовых сланцев. Известняк — мелкозернистый, тонкослоистый, голубовато-серого цвета.

Под микроскопом обнаруживает очень простой состав: карбонат, представленный большей частью изометрическими мелкими зернами без двойниковых полосок, некоторые зерна его удлинены и своими длинными осями лежат вдоль сланцеватости; рудный — в очень небольшом количестве, в отраженном свете — красный, повидимому — гематит; серицит образует редкие пластинки и чешуйки среди карбоната; кварц встречается в виде редких отдельных неправильных зерен.

Структура — мелкозернистая гранобластическая (величина зерен до 0.1 мм). Текстура — сланцеватая.

Верхние свиты

Метаморфизованные первично-осадочные породы протерозоя трех верхних свит из четырех, выделенных С. В. Обручевым, представлены преимущественно разнообразными филлитовыми сланцами, пересланяющимися с песчаниками и кварцитами.

Сланцы. Серые, серовато-зеленые, темнозеленые до черных тонкозернистые сланцеватые породы наиболее широко представлены в разрезе верхней свиты протерозоя. Наиболее распространенные породообразующие минералы сланцев — кварц, эпидот (и цонзит), кислый плагиоклаз (близкий к альбиту), кальцит, актинолитовая роговая обманка, серицит, хлорит, реже — биотит. В различных породах эти минералы встречаются в разнообразнейших сочетаниях. По преобладанию тех или иных минералов сланцы протерозоя можно грубо подразделить на три группы.

1) Эпидото-серицито-хлоритовые сланцы (филлиты). Макроскопически это — тонкозернистые тонкосланцеватые породы с хорошо различимыми листочками слюдистых минералов на плоскостях сланцеватости. Разновидности, обогащенные хлоритом, обычно темнее разновидностей с преобладающим серицитом.

Эти породы состоят из кварца, серицита, хлорита, эпидота, карбоната, рудного и спорадического биотита. Отдельные образцы содержат не полностью перекристаллизованное глинистое вещество. Из аксессуарных минералов обнаружены апатит, сфен, в единичных случаях — турмалин и циркон. Содержание кварца в некоторых разновидностях достигает 50%; он образует мелкие изометрические зерна с волнистым угасанием; иногда в отдельных прослоях количество зерен кварца столь велико, что они приобретают кварцитовый характер.

Количество серицита в серицитовых сланцах достигает 40%, однако обычно он находится в подчиненных количествах по отношению ко второму слюдистому минералу — хлориту; образует тонкие волокна и чешуйки, располагающиеся субпараллельно сланцеватости породы; бывает окрашен лимонитом в бурые тона. Хлорит в ряде разновидностей является доминирующей составной частью; образует спутанно волокнистые и волокнистые агрегаты. Хлорит слабо плеохроирует в бледнозеленых тонах, характерны малая сила двойного лучепреломления и аномальная индиговосиняя интерференционная окраска. Эпидот встречается почти во всех сланцах этой группы в значительных количествах, достигая иногда 40% и количественно уступая лишь кварцу и слюдистым минералам. Обычно образует изометрические, иногда эвгедральные зерна с высоким рельефом и типичной для эпидота пятнистой интерференционной окраской. В некоторых шлифах зерна эпидота выглядят как мелкие порфиробласты между волокнами и чешуями хлорита (и серицита). Наряду с эпидотом встречается и цонзит. Карбонат встречается довольно часто и образует отдельные крупные зерна, иногда вытянутые согласно сланцеватости, или агрегаты мелких зерен, вытянутых в отдельные линзочки или прослои. Рудные минералы наиболее часто представлены магнетитом, который нередко образует идиоморфные зерна (в сечении — шестиугольники), замещается гематитом и лимонитом. По ильмениту образуется лейкоксен. Количество рудных минералов достигает 3% и более. Спорадически встречаются апатит, сфен, турмалин.

Структуры — бластические; вследствие обилия слюдистых минералов наиболее частой структурой является лепидобластическая. Реже встречаются порфиробластические структуры, обусловленные развитием крупных изометрических зерен эпидота. Встречаются реликтовые бластопелитовые структуры. На контакте с пластовыми телами гранитов структуры роговиковые. Размеры зерен колеблются в пределах 0.01—0.05 мм. Текстуры пород — всегда сланцеватые, иногда тонкослоистые, что обусловлено чередованием прослоев различного минерального состава.

По своей тонкой рассланцеванности и тонкозернистости и по содержанию большого количества серицита и хлорита эти сланцы могут быть отнесены к группе филлитов.

2) Эпидото-актинолитовые сланцы. В сланцах этой группы, в образцах, окрашенных в характерный серо-зеленый цвет с серебристым блеском на плоскостях сланцеватости, преобладающим минералом является роговая обманка актинолитового характера. В них всегда присутствуют эпидот, в небольших количествах — кварц, кислый плагиоклаз и рудный минерал; некоторые из них содержат карбонат. Роговая обманка составляет главную часть породы; она бледнозеленая, слабо плеохроирующая, образует длинные, вытянутые вдоль сланцеватости тонкие волокна: (001) $N_g = 16-17^\circ$, $2V = \text{от } -74 \text{ до } 80^\circ$ ($\frac{1}{X}$); сила двойного лучепреломления близка к 0.016; повидимому, это — известково-железистая роговая обманка актинолитового характера. Эпидот содержится в породе в различных количествах, достигая 15—20% и более; окрашен в желтовато-зеленый цвет, обладает высоким показателем преломления, пятнистой интерференционной окраской в скрещенных николях, образует мелкие изометрические зерна. Кварц присутствует в очень небольших количествах, достигая 10—15% к объему породы; он образует мелкие, повидимому, дробленные зерна в интерстициях между волокнами роговой обманки; обладает волнистым угасанием. Плагиоклаз содержится в небольшом количестве в виде очень мелких зерен между волокнами роговой обманки. Судя по показателям преломления, близок к альбиту. Карбонат в отдельных разновидностях образует довольно многочисленные относительно крупные линзовидные агрегаты мелких зерен, ассоциирующихся с рудным минералом; эти линзы и прослои вытянуты вдоль сланцеватости породы. Рудный минерал встречен в отдельных шлифах в количестве до 5—10%.

Структуры — тонкозернистые, фибробластические и фибролепидобластические, обусловленные волокнистым и пластинчатым развитием роговой обманки. Текстура — сланцеватая.

3) Эпидото-плагиоклазовые рассланцованные амфиболиты имеют много общего с группой актинолитовых сланцев, но отличаются от них большим размером зерна (крупнее 1 мм), постоянным содержанием сфена и апатита. Некоторые из них содержат значительное количество плагиоклаза. Они грубее рассланцованы и не обладают плитчатой отдельностью, так хорошо выраженной в предыдущих группах.

По минеральному составу и структурам трудно определить, являются ли эти породы первично-осадочными, но, судя по тому, что аналогичные породы слагают цемент конгломерата, обнаруженного в виде небольших прослоев следует считать эти породы первично-осадочными. Роговая обманка образует крупные пластинчатые зерна и волокнистые агрегаты: плеохроирует от интенсивного синевато-зеленого цвета по N_g до бледножелтого по N_r ; реже встречается бледнозеленая слабopleохроничная роговая обманка; в отдельных случаях роговая обманка образует ксено-

бласти. Плеохроирующая от бледножелтого до интенсивного синевато-зеленого цвета роговая обманка имеет $2V =$ от -54 до -76° , $[001] \wedge Ng = 20^\circ$, $Ng - Np \approx 0.020$. Бледнозеленая роговая обманка очень сходна с актинолитовой роговой обманкой предыдущей группы: $2V = -84^\circ$, $[001] \wedge Ng = 14^\circ$, $Ng - Np \approx 0.015$. Эпидот такой же, как в предыдущей группе, развивается среди зерен роговой обманки и плагиоклаза. Плагиоклаз — чаще в виде мелких зерен, как бы гранулированных, сильно изменен (серицитизирован и эпидотизирован); в отдельных случаях зерна его не уступают по размерам зернам роговой обманки, представлен альбитом № 5—10. Биотит травяно-зеленый, образуется по роговой обманке, обычно его очень мало. Карбонат в некоторых разновидностях встречается в крупных зернах. Кварц редок, для него характерно волнистое, до мозаичного, угасание. Серицит и хлорит встречены в незначительных количествах. Из аксессуарных минералов всегда присутствуют сфен, образующий скопления довольно многочисленных овальных зерен, и апатит.

Структуры — гетеролепидогранобластические до порфиробластических, реже встречаются бластокатакlastические. Текстура — сланцеватая.

Метаморфизованные песчаники редки в разрезе протерозоя. Они хорошо рассланцованы, окрашены в темносерые тона. Под микроскопом обнаруживают сходные состав и структуру. Состоят из редких угловато окатанных зерен кварца с подчиненным количеством зерен плагиоклаза, обычно в той или иной степени серицитизированного, сцементированных мелкозернистым агрегатом зерен карбоната, кварца и серицита. В цементе встречается эпидот, а также нераскристаллизованное глинистое тонкодисперсное вещество.

Структура — бластосаммитовая, с базальным цементом. Структура цемента обычно микролепидобластическая, обусловленная листоватым развитием серицита. Текстура — сланцеватая.

Кварциты представляют широко распространенную породу изученных свит протерозоя; обычно слабо рассланцованы, серовато-голубого или зеленоватого цвета. Иногда наблюдается слабая полосчатость, вызванная чередованием слоев, обогащенных хлоритом (голубовато-зеленых), со слоями, почти его лишенными. На поверхностях раскола появляется характерный маслянистый блеск.

Состав пород очень простой. Кварц образует неправильные, но обычно удлиненные и своими длинными осями одинаково ориентированные зерна. В породах, располагающихся в южных обнажениях второй свиты, кварц сильно катаклазирован, раздроблен, обладает мозаичным угасанием. Дробленный материал, «цементирующий» более крупные зерна, перекристаллизован. Серицит и хлорит (в сумме до 5%) образуют мелкие чешуйки; волокна и таблички в интерстициях зерен кварца и располагаются по сланцеватости породы. Очень редко встречаются зеленовато-бурый биотит и рудный минерал.

Структуры среднезернистых кварцитов — лепидогранобластические, обусловленные наличием в породе неправильных, иногда удлиненных зерен кварца и присутствием волокон и чешуек серицита и хлорита между ними. Встречаются бластокатакlastические структуры. Текстуры — сланцеватые, обусловленные субпараллельным расположением волокон и чешуек слюдястых минералов, а частью и удлиненных зерен кварца.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Работы 1948 г., во время которых С. В. Обручевым была изучена только узкая береговая полоса Байкала на протяжении около 200 км, разумеется, не могли дать достаточного материала для изучения магматизма. Все же удалось получить некоторые важные данные для определения возраста магматических пород, в особенности возраста массивов аляскитовых гранитов с катаклазированной краевой зоной, которые до сих пор считались безусловно архейскими, и для определения возраста очковых гнейсов — милонитизированных и катаклазированных гранитоидов.

Сопоставляя наши данные с материалами других геологических исследований на побережье Малого моря и в соседних районах, мы можем установить последовательность большинства магматических пород.

Архей

Магматических пород, которые можно было бы с большой долей вероятности отнести к архею, как в нашем районе, так и в соседних на западном побережье Байкала очень мало.

Лейкократовый норит (бластомилонит), обнаруженный нами на одном из Курминских мысов в Малом море, можно считать безусловно архейским, судя по тому значительному метаморфизму, которому он подвергся. Порода эта залегает в виде пластового тела мощностью 20—25 м между пачками мраморов приольхонского комплекса и макроскопически представляет собой серый ровнослоистый мелкозернистый кристаллический сланец. Повидимому, севернее, среди мраморов есть еще прослои такого же норита.

Другие основные породы, встреченные на площади развития приольхонского комплекса архея, метаморфизованы и катаклазированы не так сильно, но все-таки они огнейсованы и по степени метаморфизма отличаются от пород, прорывающих протерозой. По полевым наблюдениям, они представляются неотделимыми членами архейского комплекса, и их следует также отнести к архею.

Огнейсованное лейкократовое микрогаббро и огнейсованный лабрадорит Курминских мысов Малого моря образуют, так же как и норит, пластовые жилы в приольхонском комплексе архея; мощность жилы лабрадорита достигает 1—2 м. Амфиболитизированные рассланцованные микрогаббро залегают в виде пластовых жил в гнейсах приольхонского комплекса в Ольхонских воротах. Все эти породы настолько сильно метаморфизованы и перекристаллизованы, что для окончательного решения вопроса об их магматическом происхождении необходимы дополнительные полевые исследования.

Что касается пегматитов, секущие жилы которых очень обильны в приморском комплексе северного берега Малого моря, а пластовые — в приольхонском комплексе Ольхонских ворот, то их возраст ни по нашим материалам, ни по данным соседних районов в настоящее время не может быть определен достаточно точно. По мнению Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1938а, 1938б), пегматиты связаны с верхнепротерозойскими гранитами.

Вероятно, к верхнему протерозою или даже к каледонскому циклу следует относить жилы свежего микрогаббро в приморском комплексе северного побережья Малого моря.

Описание магматических пород, прорывающих толщи архея

Лейкократовый норит (бластомилонит.) Мелкозернистая сланцеватая темносерая порода, слагающая среди мраморов пластовое тело мощностью 20—25 м.

Плагноклаз представлен андезином и составляет около 75% породы: $(010) \wedge Np'$ на плоскости $\perp PM = 21^\circ$ образует различной величины неправильные зерна, нигде не достигающие размеров зерен пироксена; главная масса плагноклаза представляет собой дробленый и перекристаллизованный материал, среди которого редко наблюдаются более крупные зерна плагноклаза с мозаичным и волнистым угасанием, с изогнутыми, везде плохо выраженными двойниковыми полосками. Пироксена содержится около 17%, из этого количества менее 1% приходится на моноклиновый пироксен, остальное на ромбический гиперстен; моноклиновый пироксен представлен, повидимому, диопсид-геденбергитом, судя по определению $[001] \wedge Ng = 43^\circ$, зерна его — линзовидные и неправильные, все вытянуты своими длинными осями по сланцеватости породы; пироксены биотитизируются по краям и по трещинкам в них. Биотит (около 2%), красновато-коричневый по Ng и бледножелтый по Np , в виде мелких неправильных листочков, частью вытянутых по сланцеватости, частью секущих ее.

образуется по пироксенам и, видимо, является самым молодым в породе минералом (выполняет поперечные к сланцеватости трещинки). Апатит — в удивительно правильных тонких призматических и игловидных зернах и включениях в отдельных зернах плагиоклаза и пироксена; встречается и среди дробленной массы и тогда ориентирован длинными осями вдоль сланцеватости; видимо перекристаллизован. Рудный минерал (около 0.5%) — вероятно магнетит — образует неправильные зерна. Кварц обнаружен в количестве до 3—4%, морфологически очень напоминает микрожилки, подвергался дроблению.

Структура — бластомилонитовая. Текстура — сланцеватая.

Лейкократовое микрогаббро (огнейсованное). Серая слабо огнейсованная порода со следующим минералогическим составом: моноклинный пироксен (около 12%) характеризуется $[001] \wedge Ng = 42^\circ$, $2V = 59^\circ$, что соответствует диопсиду с содержанием 35—40% геденбергита; образует неправильные ксеноморфные зерна. Плагиоклаз (около 80%) является главной составной частью породы, образует неправильные волокнисто-гаснущие зерна, часто не sdвойникованные: $(010) \wedge Np$ на плоскости $\perp PM = 22-23^\circ$, что соответствует андизину № 45; $2V = 80(X_v)$ (на федоровском столике). Биотит содержится в количестве около 5%, частью образуется по пироксену; по Ng — темнокоричневый, по Np — светлокори́чевый. В небольшом количестве содержатся рудный (до 2%) и апатит.

Структура — гранобластическая. Текстура макроскопически — неясно сланцеватая, под микроскопом — массивная.

Огнейсованный лабрадорит. Огнейсованная светлосерая порода, состоящая преимущественно из плагиоклаза и небольшого количества темноцветных, на фоне которой видны редкие зерна граната.

Основной плагиоклаз представлен № 48: $\perp (010) Ng = 25.5^\circ$, $\perp (010) Nm = 67^\circ$, $\perp (010) Np = 82.5^\circ$, двойникование по закону $\perp (010)$; плагиоклаз в породе является преобладающим минералом. Пироксен (и ромбический и моноклинный) составляет не более 10% объема породы. Гранат образует крупные порфиробласты. Кварц — давленный, в небольшом количестве. Акцессорные сфен и апатит.

Структура — порфировидная, с гранобластической основной тканью, участками наблюдается реликтовая панидоморфнозернистая. Текстура — сланцеватая.

Амфиболизированное рассланцованное микрогаббро. Темно окрашенная раскристаллизованная порода с чередующимися светлыми, обогащенными плагиноклазом полосами и более широкими темными, бедными плагиноклазом.

Плагиоклаз (45%) — слабо зональный, выполняет интерстиции между пироксенами. Пироксен — моноклинный, с $[001]Ng = 46^\circ$, повидимому, диопсид-геденбергит. Буро-зеленая роговая обманка образует довольно идиоморфные, резко удлиненные по сланцеватости зерна, иногда содержит реликты пироксена в середине зерен. Сумма пироксена и роговой обманки равна 52%. В небольшом количестве содержится карбонат. Акцессорные сфен и апатит (около 3%).

Структура — гранобластическая. Текстура — сланцеватая.

Микрогаббро, образующее пластовые и секущие жилы мощностью 1.5—5 м, в дистено-гранато-биотитовых гнейсах приморского комплекса, совершенно свежее.

Плагиоклаз (около 50%) — слабо зональный, свежий; степень идиоморфизма плагиоклаза и пироксена друг к другу одинаковая; андизин-лабрадор № 43 $\perp (010) Ng = 25^\circ$, $\perp (010) Nm = 67^\circ$, $\perp (010) Np = 84^\circ$. Пироксен представлен, повидимому, диопсид-геденбергитом: $[001] \wedge Ng = 46^\circ$, $Ng-Np \approx 0.025$. Количество его близко к 50% (с учетом образующегося по нему амфибола). В небольшом количестве присутствуют рудный, апатит и гранат.

Структура — габбровая, размеры частиц 0.6×1.2 мм. Одну из жил слагает милонит габбро, с бластомилонитовой структурой и сланцеватой текстурой.

Протерозой

Древние эффузивы на изученной С. В. Обручевым части побережья Байкала не встречены, но они описываются всеми геологами, работавшими в более южных частях. Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938а) изучали их в бассейне р. Бугульдейки, где эти породы слагают неширокую полосу, вытянутую вдоль контакта с голоустенской свитой. Породы сильно рассланцованы и превращены в зеленые сланцы; по составу принадлежат диабазам. По Л. Г. Котельникову и А. С. Куль-

чицкому (Котельников, 1934), эти зеленые сланцы лежат на древних катакластических гранитах (зелунхотская свита) и представляют собой метаморфизованные порфиры и диабазовые порфиристы. Е. В. Павловский (Павловский и Цветков, 1938а) считает, что эти породы относятся к нижнему протерозою и изливались на поверхность древних гранитов.

По аналогии с разрезами Восточного Саяна и Восточного Прибайкалья эти породы следует считать протерозойскими, но так как в Восточном Саяне есть эффузивы подобного типа и в нижнем и в верхнем протерозое (Лурье и Обручев, 1950), то более точно возраст зеленых сланцев пока еще нельзя определить.

Основные жильные породы. Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938а, 1938б) относят все основные и кислые жильные породы, прорывающие архей и древние граниты, к верхнему протерозою на том основании, что гальки этих пород обнаружены в ушаковской свите кембрия, но их нет в голоустенской свите байкальского комплекса; кислые породы моложе основных. Но в связи с тем, что часть основных пород имеет свежий характер, а другие сильно милонитизированы и метаморфизованы, правильнее выделить протерозойские (вероятно нижне- или среднепротерозойские) породы, которые, так же как очковые гнейсы, подвергались процессам метаморфизма и катаклаза, связанным с образованием протерозойской складчатой зоны, и другие, более молодые, которые внедрялись позже, во время каледонского цикла. Что касается кислых жильных пород, то их следует относить к позднепротерозойским или каледонским.

Отсутствие гальки этих пород в голоустенской свите (по нашему мнению — нижнекембрийской) не является решающим доказательством более позднего возраста всего комплекса пород, так как это может быть чисто местным явлением, зависящим от условий размыва. Породы эти, по сравнению с древними гранитами (галька которых встречается часто в конгломератах голоустенской свиты), занимают очень небольшие площади.

Из основных пород, прорывающих на побережье толщу нижнего протерозоя, к протерозою (нижнему или среднему) следует отнести все амфиболизированные (иногда рассланцованные), милонитизированные микрогаббро, которые образуют пластовые жилы различной мощности.

В тех случаях, когда контакты тел габбро были ясны, мощность жил определена от 2 до 10 м; но были встречены и более значительные тела, которые слагали отдельные утесы шириной в 20 и 50 м, без видимых контактов.

Свежие разности микрогаббро, так же как и такие же породы в приморском комплексе Малого моря, вероятно следует отнести к каледонскому или верхнепротерозойскому магматическому циклу.

Очковые гнейсы представляют собой характерные породы западного побережья Байкала, и уже А. Л. Чекановским были выделены под названием «байкальские гнейсы». И. Д. Черский отнес их к нижнему отделу своей лаврентьевской системы. Е. В. Павловский, А. И. Цветков, А. С. Кульчицкий и Л. Г. Котельников считают очковые гнейсы пластовыми жилами гранитов и связывают их с массивами аляскитовых архейских гранитов, причем последние два исследователя включают эти граниты и очковые гнейсы в более древний, приморский комплекс архея.

Изучение разреза нижнего протерозоя от Малого моря до бухты Солонцовой показало, что очковые гнейсы образуют пластовые тела

в кварцито-филлитовой толще нижнего протерозоя. Области этих пластовых инъекций расположены в трех участках побережья: первый — в северной части Малого моря, второй — у мыса Рытого и третий — у бухты Солонцовой.

В каждом из этих участков тела пластовых гнейсов образуют очень мощные толщи с небольшими прослоями осадочно-метаморфических пород. Пластовые тела — обычно мощные, не менее 5—10 м, а нередко до 100—200 м и более, иногда с тонкими прослоями первично-осадочных пород (см. выше). Иногда встречаются и тонкие пластовые тела очковых гнейсов, начиная от 1 м. Наиболее значительна зона инъекции в Малом море: здесь вкрест простираются все толщи очковых гнейсов вместе с переслаивающимися первично-осадочными породами достигают в ширину 4—5 км. Две северные зоны значительно уже, каждая шириной не более 2 км.

Очковые гнейсы, по определению Д. А. Великославинского, представляют собой бластомилонитовые и бластокатакластические граниты, в которых выделяются крупные порфировкласты микроклин-пертита и плагиоклаза в перетертой массе кварца и полевых шпатов. Катаклаз и милонитизация этих пород различны в трех изученных участках. Полевые наблюдения показывают, что очковые гнейсы в районе мыса Рытого, а также в значительной степени и в северном участке у бухты Солонцовой отличаются преобладанием тонкозернистой массы, в которую погружены более редкие порфировкласты. Внешне они отчасти напоминают порфириты или порфиры, что и дало И. Д. Черскому основание объединить их с каледонскими порфирами, выходящими на побережье Байкала к северу от бухты Солонцовой, в один горизонт нижнего отдела лаврентьевской системы. В южном участке, на побережье Малого моря, очковые гнейсы макроскопически имеют другой характер: порфировкластов больше по количеству, и они погружены часто в не столь мелко раздробленную массу. В этом участке чаще встречаются породы катаклазированные слабее, чем в двух северных. Д. А. Великославинский выделил, кроме очковых гнейсов, еще три выхода слабо катаклазированных гранитов, которые можно отнести к этой же интрузии; эти жилы (вероятно пластовые — условия выхода их неясны) внедрены в илгинскую свиту протерозоя.

Сравнение с древними аляскистыми гранитами побережья Малого моря и района Анга—Бугульдейка, превосходное описание которых приведено у А. И. Цветкова (Павловский и Цветков, 1938а, 1938б), показывает, что очковые гнейсы по составу вполне аналогичны этим гранитам; краевые зоны массивов аляскистых гранитов сильно катаклазированы, и в этих зонах сходство с очковыми гнейсами еще более полное. Нет сомнения, что южная из изученных нами зон очковых гнейсов (на побережье Малого моря) переходит по простираению в большой массив аляскитового гранита, описанный Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938б); эти авторы также считают пластовые тела очковых гнейсов тесно связанными с массивом.

Наши исследования, таким образом, показывают, что пластовые жилы очковых гнейсов являются после-нижнепротерозойскими и вследствие этого массивы аляскистых гранитов, апофизами которых они являются, не могут иметь другой возраст.

Нам удалось посетить еще один район развития очковых гнейсов — к югу от р. Голоустной. Здесь мы осмотрели обнажения, в которых небольшие выступы очковых гнейсов подстилают трансгрессивно зале-

гающую на них голоустенскую свиту нижнего кембрия. Образцы очковых гнейсов из этих выходов, по определению Д. А. Великославинского, представляют бластомилониты кварцевых роговообманково-биотитовых диоритов и биотитовых гранодиоритов. Осмотренные выходы расположены изолированно от лежащей южнее площади докембрия, которая нами не изучалась.

По исследованиям Д. С. Коржинского (1937), эти очковые гнейсы представляют собой краевую катаклазированную зону (и частью апофизы) гранитного массива, названного им Котовским. Массив этот довольно разнообразен по составу. Он включает крупнозернистые биотито-роговообманковые гранодиориты, кварцевые монцониты, биотитовые и биотито-роговообманковые граниты, сиениты, кварцевые диориты; с этим массивом связаны жилы аплита, пегматита и лампрофиров. По мнению Д. С. Коржинского, массив имеет неглубинный характер; протоклаз и позднейшая милонитизация обусловили гнейсовидность и очковую структуру его краевой зоны.

По составу Котовский массив резко отличается от аляскитовых массивов Бугульдейки и Малого моря. Но Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938б) при изучении массива Малого моря обнаружили, что некоторые краевые его участки имеют гранодиоритовый и даже диоритовый характер. Авторы объясняют это эндоконтактовыми изменениями аляскитовых гранитов. Отметим, что Котовский массив гораздо меньше по размерам — площадь его не более 15 кв. км, в то время как массив Малого моря достигает 400—500 кв. км. Поэтому процессы контаминации в первом могли отразиться гораздо сильнее на его составе.

Описание протерозойских магматических пород

Породы, прорывающие верхние свиты протерозоя

Основные породы представлены микрогаббро, слагающим, повидимому, пластовые тела. В образцах свежая порода — массивная, почти черная, на выветренных поверхностях — серо-зеленая. На свежих сколах отмечаются мелкие зеленовато-черные зерна пироксена и более светлые — плагиоклаза.

Амфиболизированные микрогаббро окрашены в зеленовато-серые тона, близко напоминающие цвет выветрелой поверхности свежего микрогаббро. В некоторых образцах наблюдается рассланцеванность породы. Лишь в редких случаях эти породы свежие, с первичными минералогическим составом и структурами; в большинстве же случаев они подверглись значительному изменению, которое выражается главным образом в амфиболизации пироксенов, серицитизации и эпидотизации плагиоклазов и общем рассланцевании.

Пироксен содержится в количестве около 50%, бесцветный, образует более крупные, чем плагиоклаз, зерна со слабо выраженным идиоморфизмом, довольно свежий, замещается по краям роговой обманкой: $[001] \wedge Ng = 42^\circ$, $2V = 60^\circ$, что соответствует пироксену с 40% геденбергита и 60% диопсида; $Ng - Np \approx 0.025$. Плагиоклаз (около 50%) образует более идиоморфные по отношению к пироксену удлинённые зерна; лабрадор № 52: $BNg = 62^\circ$, $BNm = 57.5^\circ$, $BNp = 45^\circ$, $2V = 85^\circ$ (*), закон расщепления — $[001]$; в плагиоклазе развиваются зерна эпидота. Кварц встречается в незначительном количестве. Рудного минерала мало, он выполняет интерстиции между зёрнами пироксена. Роговая обманка развивается по периферии зерен пироксена; бледнозеленая по Ng и бесцветная по Np . В отдельных шлифах встречаются круглые образования, напоминающие псевдоморфозы по оливину; они сложены по периферии моноклинным пироксеном, а в центре — агрегатом тальк-серпентин (?). Структура — (габбро)офитовая, зернистость 1.5×0.3 мм. Текстура — массивная. Порода определяется как мезолитовое микрогаббро.

Метакгаббро. Гораздо чаще, однако, встречаются измененные амфиболизированные микрогаббро, в которых большая часть пироксена замещена роговой обманкой, слабо плеохроирующей в зеленовато-бурых тонах (Ng — зеленовато-бурый,

Np — бесцветный). У роговой обманки $[001] \Delta Ng = 15-17^\circ$, $2V =$ от -74 до -75° , $Ng - Np \approx 0.025$ (шлиф 5). Плагиоклаз сильно изменен, по нему развиваются эпидот и скаполит, он сильно опанитизирован, и его контуры хорошо видны при одном поляризаторе (без анализатора) в виде темных участков, имеющих ту же форму, что и плагиоклаз неизмененных пород; зерна плагиоклаза часто раздроблены. В породе в большом количестве развиваются также вторичные минералы — хлорит, карбонат, серпентин.

Структура — бластофитовая. Текстура — обычно массивная, иногда сланцеватая. Метатаббро имеет много общего с некоторыми свежими микрогаббро и, вероятно, является их более сильно метаморфизованными аналогами.

Граниты. Среди гранитов, прорывающих верхние свиты протерозоя, выделяются две разновидности:

1) Микроклиновые граниты равномернозернистые, почти совершенно лишенные темноцветных минералов. В штуфе такой гранит окрашен в розовый цвет с отдельными более мелкозернистыми зелеными пятнами, представляющими, видимо, результат катаклаза, в участках которого полевые шпаты подверглись хлоритизации. В шлифе эта порода также обнаруживает катаклаз, но не очень сильно выраженный.

Равномернозернистые слабо катаклазированные лейкократовые микроклиновые граниты этой группы встречаются в очень немногих обнажениях. Они слагают небольшие согласные вмещающим породам пластовые тела, а также образуют мелкие инъекции во вмещающих породах.

Калиевый полевой шпат (около 40%) — в виде неправильных зерен с крупной ясно выраженной микроклиновой решеткой, свежий, в различной степени пертитизированный: $\perp (001) Ng = 80^\circ$, $\perp (001) Nm = 11^\circ$, $\perp (001) Np = 86^\circ$, $2V = 87^\circ$ (χ).

Плагиоклаз (около 35%) образует изометрические ксеноморфные зерна в породе; обычно несколько меньшего размера, чем микроклин; $Np < 1.54$, $Ng \geq 1.54$; максимальный угол симметричного угасания равен 10° , что соответствует олигоклаз-альбиту; зерна плагиоклаза серицитизированы и эпидотизированы; в результате катаклаза породы наблюдается изгибание двойниковых полосок. Кварц (около 25%) образует весьма неправильной формы зерна с мозаичным угасанием; часто зерна его раздроблены на отдельные, разобщенные части. Из вторичных минералов встречаются карбонат, образующий мелкие неправильные зерна среди дробленого материала, а также микрожилки в отдельных зернах минералов; серицит, присутствующий в зернах плагиоклаза, эпидот, образующий мелкие зерна в плагиоклазе; яркозеленый хлорит, присутствующий в дробленной массе из микроклина.

Структура — бластогранитовая, раздробленный и перекристаллизованный материал окружает в виде тонких зон крупные зерна полевых шпатов и кварца. Такая структура обусловлена относительно слабым катаклизмом породы, особенно затронутым зернами кварца. Текстура — массивная.

2) Микроклиновые граниты с исключительно резко выраженными бластокатаклизическими и бластомилонитовыми структурами. Первичная структура их, судя по наиболее сохранившимся породам, была неравномернозернистой (приближающейся к порфировидной). Эти породы, как и предыдущие, — лейкократовые; в штуфах они окрашены либо в белый, либо в светлые зеленовато-серые тона. Милониты этих пород представлены очковыми гнейсами, очки которых сложены полевыми шпатами (микроклин, кислый плагиоклаз), а мелко перетертая масса состоит из полевых шпатов и кварца, среди которых в значительных количествах развиваются хлорит, серицит, эпидот, вследствие чего масса имеет темную зеленоватую окраску. Дробленая масса обтекает отдельные очки, которые в свою очередь иногда имеют тенденцию располагаться в виде лент, что обуславливает появление сланцеватой текстуры.

Порфировидные сильно катаклазированные граниты и их милониты (очковые гнейсы) образуют пластовые залежи различной мощности — от 1 м до сотен метров; среди гранитов этой группы можно выделить две подгруппы: относительно слабо катаклазированные граниты и сильно катаклазированные милониты (очковые гнейсы).

В гранитах первой подгруппы выделяются участки, сложенные крупными зернами микроклина и плагиоклаза, имеющими порфировидную гранитную структуру и развитыми трещинами. Такие участки первичной структуры «цементируются» мелкозернистой массой, состоящей преимущественно из кварца, серицита, хлорита, эпидота и карбоната, что обуславливает вторичную бластоцементную структуру, возникшую при катаклазе и последующем бластезе. Для всех этих гранитов характерно наличие крупных выделений микроклина, то с более четко выраженной, то с неясной решеткой. В зернах микроклина наблюдаются пойкилитовые идиоморфных очертаний вроски кислого плагиоклаза; $2V =$ от -72 до -80° . Микроклин в различной степени пертитизирован; зерна его окружены поясом из дробленых мелких

зерен кварца и полевых шпатов. Плагноклаз в этих гранитах имеет состав от альбита до кислого олигоклаза, с Ng близким 1.54 и $Np < 1.54$. В одном шлифе $BNg = 76^\circ$, $BNm = 16^\circ$, $BNp = 84^\circ$, $2V = 78^\circ (\times)$; закон двойникования [001], эти данные отвечают составу альбита № 5. Плагноклаз серицитизирован и эпидотизирован; зерна его сильно раздроблены, двойниковые полоски изогнуты. Кварц в виде отдельных более или менее крупных зерен не встречается; он весь раздроблен, первоначальные зерна его превращены в мозаичный агрегат мелких зерен, различно ориентированных по отношению друг к другу; зерна таких агрегатов резко волнисто угасают. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон; в одном шлифе в большом количестве обнаружен турмалин, сосредоточенный в отдельных участках.

Структура, как уже отмечено, — порфировидная, с наложенной бластоцементной. Текстура — массивная.

Очковые гнейсы второй подгруппы, повидимому, являющиеся милонитами гранитов первой подгруппы, имеют очень сходный с ними минералогический состав: крупные порфироидные микроклины-пертиты с пойкилитовыми вросками кислого плагноклаза и плагноклаза окружены дробленой и перетертой массой из кварца и полевых шпатов, среди которой развиваются серицит, хлорит, карбонат, эпидот. Дробленая масса обтекает порфироидные, последние же ориентированы субпараллельно длинным осям, вследствие чего в породе возникают сланцеватая очковая текстура и милонитовые структуры. В некоторых из этих милонитов встречается в небольших количествах травяно-зеленый биотит в виде рваных листочков, не обнаруженный в предыдущей группе.

Породы, прорывающие нижнюю свиту протерозоя

Порфировидные лейкократовые микроклиновые граниты имеют много общих черт с катаклазированными гранитами, прорывающими верхние свиты; во всех образцах наблюдается огнейсованность. Эти породы, когда они слабо катаклазированы, окрашены в светлосерый цвет, в них хорошо видны крупные белые выделения полевых шпатов и кварца. Чаше они сильно катаклазированы и превращены в милониты.

Микроклин-пертит, со слабо выраженной двойниковой решеткой или даже без нее, образует крупные порфировые выделения, обнаруживающие идиоморфизм по отношению к минералам основной массы; в микроклин-пертите наблюдаются включенные зерна плагноклаза; микроклин часто образует простые двойники. Основная масса состоит из неправильных ксеноморфных зерен кислого плагноклаза (№ 15—20), микроклина, кварца и небольшого количества мелких чешуек биотита (плеохроирующего в зеленых тонах); минералы основной массы в большей или меньшей степени катаклазированы. В двух шлифах встречен в основной массе в значительных количествах флюорит. В отдельных шлифах, наряду с биотитом, наблюдаются и мусковит. В незначительных количествах встречен карбонат. Аксессуарные — апатит и очень немного циркона. В сильно катаклазированных породах, особенно в милонитах, по-прежнему много серицита, хлорита, эпидота, карбоната.

Структура — порфировидная, бластокатакластическая, до бластомилонитовой. Текстура — сланцеватая.

Очковые гнейсы из района с. Голоустного

Макроскопически эти породы представляют грубоочковые гнейсы, очки, имеющие обычно форму сильно уплощенных линз, сложены плагноклазом, несут следы дробления — в шлифах плагноклаз мозаично гаснет. Очки, окрашенные в светлосерый или серовато-белый цвет, резко выделяются на темном фоне мелкозернистой дробленой и перекристаллизованной массы, заключающей и обтекающей их. Эта бластическая мелкозернистая масса состоит из полевых шпатов (олигоклаз и подчиненный микроклин), мозаично гаснущего кварца, роговой обманки и биотита. Содержание двух последних минералов достигает 20%, что обуславливает темную окраску ее. Однако в отдельных образцах очковых гнейсов количество темноцветных уменьшается до 4—5%, и из них присутствует только биотит, а роговая обманка исчезает; при этом возрастает содержание калиевого полевого шпата.

Под микроскопом плагноклаз определяется как олигоклаз с 25—28% анортита: $(010) \wedge Np' = 7^\circ$, в нем наблюдается мозаичное угасание. Олигоклаз сильно серицитизирован, иногда в нем заметно образование эпидота. Количество плагноклаза достигает 50—60%. В темно окрашенных роговообманковых разновидностях роговая

обманка содержится в количестве, значительно уступающем биотиту; плеохроирует: по *Ng* — темнозеленая, по *Np* — светложелтая окраска; $[001] \wedge Ng = 25-27^\circ$; это отвечает обыкновенной зеленой роговой обманке; в более светло окрашенных разновидностях роговой обманки не обнаружено. Биотит в роговообманковых очковых гнейсах плеохроирует от темного ржаво-коричневого по *Ng* до бледнооранжевого по *Np*; в лейкократовых разновидностях плеохроирует в зеленых тонах: *Ng* — темный, зеленовато-бурый, *Np* — светлый, зеленовато-желтый. Кварц в шлифах образует ленты и линзы, состоящие из агрегата мелких бластических зерен с мозаичным и резко волнистым угасанием; содержание кварца не велико, однако его больше в лейкократовых разновидностях без роговой обманки. Микроклин в роговообманковых породах встречается в незначительных количествах; в более светлых очковых гнейсах микроклина значительно больше, зерна его крупнее, но они никогда не достигают размеров зерен плагиоклаза. Кроме вышеописанных минералов, встречаются вторичные хлорит и эпидот. Из аксессуарных минералов обилён апатит.

Структура — грубая, бластомилонитовая. Текстура — сланцеватая, очковая.

Описанные породы по своему минералогическому составу близки: меланократовые — к кварцевым роговообманково-биотитовым диоритам, а более лейкократовые (биотитовые микроклинсодержащие и богатые кварцем) — к биотитовым гранодиоритам. Бластомилонитовые структуры развиты настолько сильно, что не позволяют с уверенностью говорить о принадлежности очковых гнейсов первично-магматическим породам.

Верхнепротерозойские или каледонские магматические породы

В тектономагматической истории Восточного Саяна верхнепротерозойские и каледонские кислые магматические породы играют очень важную роль. Столь же велико их значение и для северо-восточного Прибайкалья. На западном побережье Байкала породы этого возраста представлены небольшими телами, большей частью жилами, и решать вопрос об их возрасте можно только с привлечением очень большого сравнительного материала.

По Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову (1938а, 1938б), все эти породы имеют верхнепротерозойский возраст, но, как отмечено выше, возможно, что здесь магматические проявления принадлежат также и каледонскому циклу. В толще протерозоя С. В. Обручеву удалось обнаружить только несколько отдельных жил этих пород.

Выше указано, что к этим циклам могут быть отнесены более свежие микрогаббро, прорывающие приморский комплекс на берегу Малого моря и кварцито-филлитовую толщу протерозоя (описаны вместе с архейскими породами).

Жилы микроклинового равномернозернистого лейкократового гранита, прорывающие илгинскую свиту протерозоя, в единичных случаях оказались слабо катаклазированными; вероятно, они имеют более молодой возраст, чем очковые гнейсы, хотя по составу близки к последним. Граниты эти описаны выше, вместе с другими породами, прорывающими протерозой.

В одном из обнажений этот гранит образует пластовую жилу мощностью 1—2 м и ряд тонких инъекций в кварцитах; в двух других обнажениях нельзя было выяснить форму магматического тела. Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938б) указывают, что лейкократовые жилы, прорывающие толщу архея и аляскитовый гранитный массив Малого моря, по минералогическому составу близки к гранитам этого массива; поэтому сходство состава описанных жил и очковых гнейсов еще не доказывает их одновозрастности.

Пегматиты, широко развитые на площадях архея, нами не изучались, поэтому мы не можем решить: считать ли их аналогами верхнепротерозойских пегматитов Восточного Саяна или они имеют другой возраст.

Каледонские эффузивы

К описанию докембрийских магматических пород следует присоединить рассмотрение вопроса о возрасте порфиров, развитых вдоль западного побережья Байкала, а севернее переходящих в длинную узкую полосу, окаймляющую с запада Байкальское нагорье и кончающуюся в верховьях р. М. Чуи.

Как упомянуто выше, И. Д. Черский отнес эти порфиры, которые он изучил между бухтой Солонцовой и Елохиным мысом, к докембрию и считал, что очковые гнейсы, развитые между с. Покойники и бухтой Солонцовой, представляют переход от байкальских гнейсов к порфирам. И. Д. Черский (1886, карта) включил порфиры в нижний ярус лаврентьевской системы, т. е. к архею. В. А. Обручев (1935, т. I, стр. 157) считал, что порфиры имеют скорее протерозойский возраст, чем архейский. Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1936) в районе Елохина мыса обнаружили, что кварцевые порфиры лежат в виде мощного покрова на дислоцированных породах нижнего кембрия и частью на протерозойском аплите. Эти авторы считают, что порфиры прорывают кембрий в виде очень мощной почти вертикальной дайки, вверху переходящей в покров. Е. В. Павловский (Павловский и Цветков, 1936, стр. 84) предполагает, что порфиры Елохина мыса являются мезозойскими или после-мезозойскими, так как они прорывают зону надвигов, «не участвуя в надвиговой тектонике и не неся никаких следов катаклаза и милонитизации». Сами надвиги, по мнению Е. В. Павловского (Павловский и Цветков, 1936, стр. 120—121), — киммерийские. В монографии о Байкальской горной области Е. В. Павловский (1948), поддерживая гипотезу о молодом возрасте порфиров Елохина мыса, считает возможным отнести к протерозою порфировую полосу вдоль западной окраины Байкальского нагорья. На карте Восточной Сибири (масштаб 1 : 2 500 000, издана в 1949 г. под редакцией Е. В. Павловского) вся эта полоса, а также узкая полоса вдоль западного берега Байкала севернее Елохина мыса обозначены как «протерозойские порфиры».

С. В. Обручеву удалось познакомиться лишь с южным окончанием большой области порфиров, которую обнаружил на западном побережье Байкала и И. Д. Черский. Начиная от бухты Солонцовой, порфиры образуют мощный покров, слагающий верхнюю часть юго-восточного склона Байкальского хребта. Образец, взятый из осыпей на высоте 380 м и происходящий, вероятно, из нижней части покрова, по определению Д. А. Великославинского, следует отнести к гранодиорит-порфирам несколько сиенитового характера. По данным А. И. Цветкова (Павловский и Цветков, 1936, стр. 80), в елохинских порфирах вкрапленники принадлежат преимущественно ортоклазу, а кварц и плагиоклаз редки; последний определен как олигоклаз и олигоклаз-андезин до № 30. Но глубинные части тела елохинских порфиров «тяготеют скорее к сиенит-порфирам, чем к нормальным кварц-порфирам» (там же, стр. 83).

К сожалению, С. В. Обручев не имел времени для изучения покрова порфиров и выяснения распределения пород по вертикали.

Заслуживает внимания эффузивное тело, обнаруженное С. В. Обручевым несколько южнее, в области развития третьей свиты протерозоя. Тело это, форма которого осталась невыясненной, слагает небольшой выход и состоит из сильно катаклазированного кварцевого порфирита. Сильный катаклаз этой породы говорит о том, что она принадлежит более древней фазе эффузивов; но вместе с тем катаклаз часто связан с узкими зонами тектонических разломов, и данное тело может лежать

именно в такой зоне и принадлежать комплексу, связанному с покровами порфира.

Из анализа тектоники каледонид Саяно-Байкальской складчатой зоны можно заключить, что излияния порфиров в зоне краевых разломов вдоль стыка платформы с складчатой зоной должны были происходить в конце каледонского цикла. От бухты Солонцовой до р. М. Чун эта зона видна в современном эрозионном срезе и представляет собой почти непрерывную полосу порфиров длиной до 550 км. Состав ее здесь разнообразен. Например, в лучше изученном участке зоны краевых разломов на р. Чае Л. П. Серов обнаружил кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры и порфириты; эти породы на контакте с очковыми гнейсами интенсивно милонитизированы.

Возможно, что в некоторых частях зоны краевых разломов внедрены и более древние эффузивы, так как уже в протерозое она была важнейшим путем проникновения кислой магмы.

Зона краевых разломов, вероятно, продолжалась ранее на юг еще на 350 км — до Ангары, т. е. до южного конца Сибирской платформы, как это видно по составу юрских галечников в области истока Ангары и южной части Иркутского амфитеатра. По Н. А. Даниловичу, в составе галек всех свит преобладают порфиры, а именно ортофиры, кварцевые порфиры и их туфы. М. С. Базжин считает, что 75—80% гальки в выходах конгломератовой фации юры на берегу Байкала составляет галька темнокоричневого и, реже, зеленоватого порфирита. Данные о преобладании кварцевых порфиров и о наличии ортофиров и кератофиров в гальке юры имеются также у Н. В. Думитрашко (цит. по В. А. Обручеву, 1938, т. III, стр. 294, 925, 1067—1069). Гальки кератофиров получены, вероятно, за счет размывания кератофировых покровов байкальского комплекса (голоуспенской свиты). Но чтобы объяснить появление обильной гальки кварцевых порфиров, надо считать, что в юрское время на этом участке существовали большие выходы порфиров, разрушенные юрской эрозией; корни этих покровов в настоящее время закрыты толщей юрских отложений или лежат под водами Байкала.

Возраст всей порфировой полосы определяется, с одной стороны, тем, что порфиры у Елохина мыса прорывают байкальский комплекс (Павловский и Цветков, 1936), с другой — тем, что в восточной части Сибирской платформы порфиры такого же состава встречаются в очень большом количестве в конгломератах продуктивной толщи тунгусского комплекса (пермь). В последних преобладает галька сиенит-порфиров и довольно обильны кварцевые порфиры и альбитофиры. Поэтому время излияния порфиров может быть или каледонским, или варисским. Но варисский возраст исключается по тектоническим соображениям: в верхнем палеозое вдоль разлома этой окраины Сибирской платформы не могли уже изливаться кислые эффузивы. В пределах каледонского цикла наиболее возможным кажется излияние порфиров в последнюю фазу.

Вопрос этот довольно сложен, так как в гальке мощной конгломерато-кварцитово-й толщи, залегающей в разрезе р. Чаи на границе Байкальского нагорья и Сибирской платформы, по описанию В. В. Домбровского (1940), в различных горизонтах первой свиты есть галька порфиров. По Домбровскому, эта свита нижнекембрийская, по Е. В. Павловскому (1948), относится к байкальскому комплексу, т. е. к нижнему кембрию нашей схемы. Поэтому более точно возраст порфиров в границах каледонского магматического цикла может быть выяснен только при детальном изучении окраины Байкальского нагорья.

Описание каледонских эффузивных пород

Гранодиорит-порфиры. Порфировидные породы с серыми или розоватыми вкрапленниками плагиоклаза, то идиоморфными, то изометрическими, размерами около 1 см. Основная масса — тонкозернистая, коричневато-серая.

Плагиоклаз вкрапленников представлен альбитом № 5: $1.531 \geq Np' \geq 1.528$ $1.534 \geq Ng' \geq 1.531$ (определение иммерсионным методом); плагиоклаз серицитизирован, содержит включения зерен бурого эпидота; в нем наблюдаются ростки калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из таблитчатых и призматических зерен плагиоклаза антипертитового строения и микроклин-пертита, а также мелколистоватого агрегатного зеленого хлорита и небольшого количества кварца. В основной массе выделяются более крупные зерна эпидота и рудного минерала (частью гематита). Из акцессорных минералов обилён апатит, образующий иногда довольно крупные, хорошо образованные столбчатые зерна; часто ассоциируется с эпидотом. Как видно из описания минерального состава, эта порода имеет несколько сиенитовый характер.

Структура — порфировидная, с призматически зернистой основной массой. Текстура — массивная.

Кварцевый порфирит. В образце эта порода, обнаруженная в единственном обнажении, окрашена в серо-зеленый цвет. Макроскопически в ней видны на фоне очень тонкозернистой серо-зеленой массы мелкие удлиненные белого цвета зерна плагиоклаза. Порода сильно катаклазирована, перемята, рассечена карбонатными жилками мощностью до 2 мм.

Под микроскопом обнаруживается, что порода сложена преимущественно мелкими (0.3×0.1 мм), резко удлиненными и субпараллельно ориентированными призматическими зернышками плагиоклаза № 35 с максимальным угасанием в зоне $\perp (010) = 18^\circ$; интерстиции между его зернами заполнены хлоритом и карбонатом. Плагиоклаз серицитизирован и эпидотизирован. Зерна его часто раздроблены. Встречаются немногочисленные зерна кварца с волнистым угасанием. В состав породы в небольшом количестве в виде мелких неправильных зерен входит рудный минерал, повидимому, магнетит. Карбонат, кроме мелких зерен в породе, образует немногочисленные микрожилки.

Структура — афировая, пилотаксовая, характеризующаяся субпараллельным расположением плагиоклазовых микролитов. Текстура — сланцеватая. По сланцеватости отдельные участки породы претерпели дифференциальные смещения, вызвавшие появление зон дробления. Последние сильно изменены, в них развиваются в большом количестве карбонат и серицит.

ТЕКТНИКА

И. Д. Черский на своей карте показал для отложений лаврентьевской системы оси синклиналей и антиклиналей восток-северо-восточного простирания, которые идут иногда вдоль берегов Байкала, но большей частью пересекают его вкось. После И. Д. Черского исследователи принимали эти складки как действительно существующие, но при более детальных съемках выяснилось, что складчатость байкальского докембрия иная, более сложная. Складчатость протерозойского цикла была постепенно отделена от архейской (В. А. Обручев, 1935, т. I, стр. 144); позже Е. В. Павловский (1936, 1948) выделил еще верхнепротерозойскую складчатость, т. е. складки байкальского комплекса. Для архея как число складок И. Д. Черского, так и их положение также подверглось критике (В. А. Обручев, 1935, т. I, стр. 69 и сл.). В отношении изученного С. В. Обручевым участка Малого моря и прилегающего с юга района рек Анги и Бугульдейки тектонические схемы исследователей очень различны, что же касается северного участка — полосы побережья, то для него нет конкретных тектонических схем, так как здесь геологические работы не проводились.

Б. Н. Артемьев считал, что приольхонский комплекс смят в ряд острых складок северо-восточного простирания, с осями, погружающимися на северо-восток. Он предложил гипотезу о Приморском сбросе,

проходящем вдоль склона Приморского хребта и отделяющем приольхонский комплекс от приморского; наличие этого сброса мотивировалось резкой сменой пород и разницей в рельефе (В. А. Обручев, 1935, т. I, стр. 71).

Л. Г. Котельников принимал гипотезу о Приморском сбросе, в зоне которого он обнаружил брекчии кварцитов вблизи р. Сармы, а севернее брекчии известняков. В общей системе мелких складок, в которые сложен приольхонский комплекс, он выделял крупную синклиналь первого порядка, с осью, проходящей по Малому морю. Среднее простирание архея, по его замерам, от СВ 35° до СВ 50° с падением в обе стороны и вертикальным. А. С. Кульчицкий возражал Котельникову (1934), считая, что пласты архея не образуют ни крупных, ни мелких складок, а входят в одно крыло огромной синклинальной складки северо-восточного простиранья с осью у берега Байкала. Позже, однако, он установил наличие двух антиклиналей и одной синклинали. Погружение осей складок к северо-востоку он отрицал.

Е. В. Павловский (Павловский и Цветков, 1938б) для района Малого моря принимал, что архей образует большую антиклиналь с массивом аляскитовых гранитов в ее оси; юго-восточное крыло антиклинали слагают свиты архея A_1 и A_2 , первая из которых видна на небольшом участке и в северо-западном крыле; последнее, однако, на большем протяжении сложено байкальским комплексом.

Эта структура по схеме Е. В. Павловского продолжается и на юго-восток, в Анга-Бугульдейский район: по оси антиклинали вытянут второй аляскитовый массив, северо-западное крыло ее сложено байкальским комплексом, а юго-восточное — свитами A_2 и A_3 архея. Свита A_1 архея перекрывает местами граниты. В северо-западном крыле голоустенская свита частью отделена от гранитов лежащими трансгрессивно на последнем расчлененными нижнепротерозойскими эффузивами. И гранит и эффузивы надвинуты на байкальский комплекс на северо-запад, а на юго-восточном контакте гранит надвинут на юго-восток на свиты A_2 и A_3 архея вдоль Кунтинской долины (Павловский и Цветков, 1938а). Из этих данных видно, что фактически для западного участка Е. В. Павловский признает существование приморского сброса Б. Н. Артемьева (который он отрицает), определяя его как надвиг гранитов и свиты A_1 на свиты A_2 и A_3 ; в работе о побережье Малого моря он также отрицает этот сброс на том основании, что известняки верхней свиты (A_2 его схемы) тесно связаны с гнейсами A_1 .

Хотя маршрут С. В. Обручева имел линейный характер, но все же удалось сделать наблюдения, которые дают новые материалы для решения вопроса о структурах докембрия.

Структуры архея

На изученном маршруте отмечена резкая разница в простирании приольхонского и приморского комплексов: первый в среднем имеет простирание СВ 70—80°, второй — СВ 45—50°, причем эта разница в простирании отчетливо видна и на северном берегу Малого моря, где развиты оба комплекса. Простирание приольхонского комплекса в общем близко к направлению южной части о. Ольхона, простирание приморского комплекса приближается к направлению северного берега Малого моря. Хотя направление берегов о. Ольхона и Малого моря в этом участке обусловлено кайнозойскими разломами, но последние следуют по

весьма древним тектоническим линиям, совпадающим с простираем архейских комплексов.

В приольхонском комплексе падение почти всегда крутое к юго-востоку или вертикальное, и только в 15% случаев отмечено падение к северу. В одном из обнажений Ольхонских ворот в утесах мыса удалось наблюдать несколько складок, слегка опрокинутых к северо-западу с плавными и острыми седлами (рис. 1). Это обнажение, так же как и

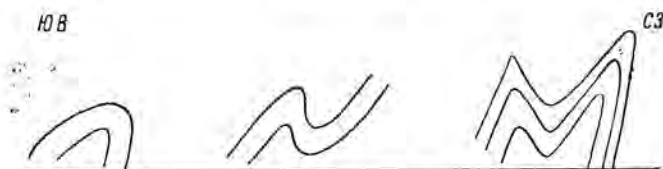


Рис. 1. Складки в гнейсах приольхонского комплекса.

большая ширина полосы, занятой приольхонским комплексом, говорит о том, что комплекс смят в ряд изоклинальных складок или чешуй, опрокинутых к северо-западу. Более точно восстановить структуру комплекса в настоящее время нельзя.

В Приморском комплексе как в гнейсах, так и в известняках в изученных обнажениях также наблюдается общее моноклинальное падение к юго-востоку. В гнейсах только в самом северном из выходов отмечены

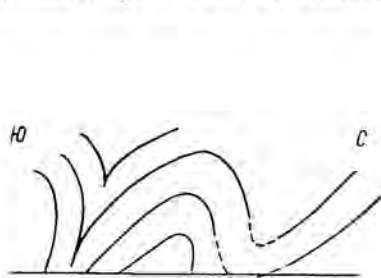


Рис. 2. Складки в гнейсах приморского комплекса.

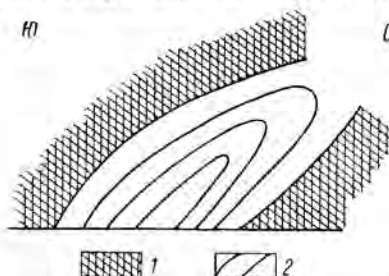


Рис. 3. Опрокинутая складка в мраморах приморского комплекса.

1 — красные неслоистые мраморы; 2 — серые известковые сланцы.

две небольшие синклинали — одна плавная, другая с острой сжатой мульдой (рис. 2). Здесь же видна поверхность крутого надвига с движением верхнего (южного) крыла к северу.

Более разнообразны формы залегания верхней свиты кристаллических известняков и мраморов. По наблюдениям Е. В. Павловского, вдали от берега эта свита залегает в двух острых крутых синклиналях внутри гнейсовой свиты. В утесах, которые удалось изучить на северном берегу Малого моря, обнажено, если судить по карте Е. В. Павловского (Павловский и Цветков, 19386), северное крыло третьей, более южной синклинали, налегающее на гнейсы. На фоне моноклинального падения пластов к юго-востоку под углом от 40 до 70° замечен ряд мелких форм, обусловленных надвиганием масс на северо-запад. Здесь следует отметить следующие мелкие структурные формы.

1) Складки, с плавными и острыми седлами, опрокинутые на северо-запад (рис. 3).

2) Складки, опрокинутые на северо-запад, в которых смятие соединено со скольжением по поверхности напластования, переходящей в срезающий пласты надвиг (рис. 4).

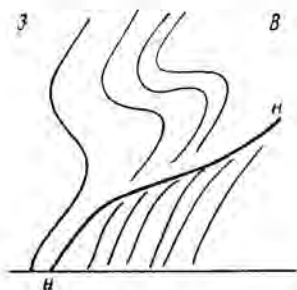


Рис. 4. Надвиг в мраморах приморского комплекса.
н-н — поверхность надвига.

3) Обтекание неподатливых масс розового неслоистого мрамора полосатыми кристаллическими известняками, с образованиями мелких складок, опрокинутых к северо-западу (рис. 5). Возможно, что глыбы розового мрамора представляют собой части будинированного пласта.

4) Движение пачки известковых сланцев мощностью 35 м на северо-запад между мощными толщами кристаллических известняков: последние образуют стулообразные складки, а сланцы оторваны от нижнего и верхнего контактов и двигались по ним, как по поверхностям надвига (рис. 6).

5) Складки второго и третьего порядков имеют очень разнообразную форму; кроме опрокинутых, отмечены и прямые; иногда складки имеют оси, круто падающие к юго-западу. Две такие узкие, сжатые вертикальные складки изображены на рис. 7. Левая из них имеет горизонтальную ось, у правой ось очень круто падает на юго-запад.

6) Обильные брекчии известняков в осыпях в нескольких обнажениях (см. описание выше, в очерке стратиграфии).

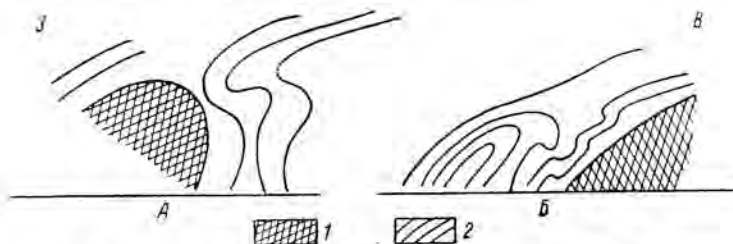


Рис. 5. Приморский комплекс. Складки полосатых серых слоистых кристаллических известняков (2), изгибающиеся вокруг неподатливых глыб розового неслоистого мрамора (1).

А и В — отдельные обнажения.

Общая структура приморского комплекса может быть понята различно, в зависимости от того, примем ли мы, что свита кристаллических известняков лежит на свите гнейсов. Опираясь на наблюдения Е. В. Павловского, следует считать, что известняки лежат сверху и образуют вместе со свитой гнейсов не менее трех очень острых изоклинальных складок, опрокинутых к северо-западу. Подстилающая свита гнейсов в разрезах побережья далее к северу, повидимому, образует еще несколько крутых складок, опрокинутых к северу; в этой части структуры лежавшие на гнейсах известняки не видны в береговых разрезах: они или эродированы, или могли сохраниться лишь выше, на склонах хребта.

Вряд ли можно согласиться с предложенной Е. В. Павловским антиклинальной структурой всего комплекса, в которой граниты залегают по оси складки. Прежде всего эта структура плохо обоснована самим автором: в Анга-Бугульдейском районе два крыла этой структуры состоят из резко различных комплексов (архей и байкальский комплекс), и такое же соотношение существует и в районе Малого моря, с той разницей, что

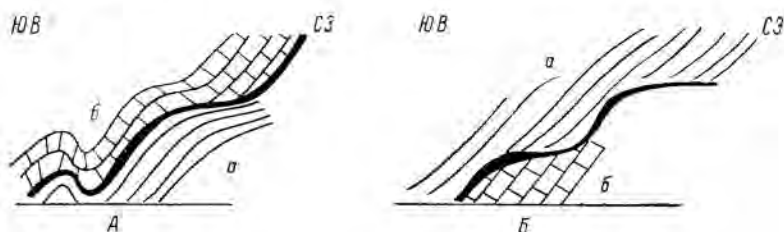


Рис. 6. Приморский комплекс. Надви́ги в контактах пачки известковых сланцев (а), залегающей в кристаллических известняках (б).

А — висячий блок; Б — лежащий блок; черным показаны поверхности надвигов.

здесь Е. В. Павловский небольшой обрывок свиты A_1 , лежащий на р. Сарме севернее гранитов, считает остатками северо-западного крыла антиклинали: «Лишь в верхней части каньона р. Сармы близ устья ключа Успан намечается как будто северо-западное крыло антиклинали, сложенное кристаллическими сланцами нижнего отдела архея» (Павловский и Цветков, 1938б). Этого небольшого обрывка свиты A_1 , как видно из карты, разреза и описания Е. В. Павловского, совершенно недостаточно для построения большой антиклинали архея.

Е. В. Павловский считает, что древние гранитные массивы внедрились по оси этой антиклинали. Вероятно, наличие гранитов явилось и немаловажным стимулом для создания этой гипотезы, но граниты эти внедрились не в антиклинальные структуры, а по большому разлому, идущему вдоль края Сибирской платформы. Е. В. Павловский (Павловский и Цветков, 1938а, 1938б) сам указывает, что гранитное тело имеет пластовую форму.

Наблюдения вдоль побережья показывают, что в пределах приморского комплекса нет повторения свит, необходимого для построения антиклинали; что касается гранитов, то зона массовых внедрений очковых гнейсов лежит севернее, в протерозое. Поэтому следует предполагать, что структура приморского комплекса, так же как и приольхонского, представляет собой сложную систему крутых складок и чешуй, опрокинутых к северо-западу, причем, при движении вкост простирания, на северо-запад, в береговых разрезах обнажаются все более глубокие горизонты.

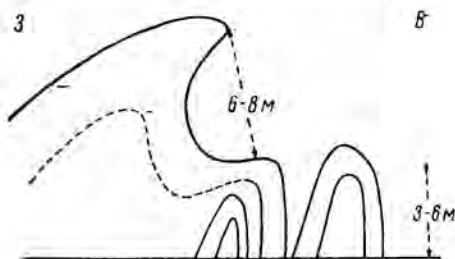


Рис. 7. Складки третьего порядка в мраморах приморского комплекса. Высота складок изменяется по простиранию в зависимости от опускания свода.

Существование Приморского разлома в его южной части, в Анга-Бугульдейском районе, в сущности признается всеми исследователями. Хотя Е. В. Павловский (Павловский и Цветков, 1938б, стр. 44) и считает, что он опроверг эту гипотезу и сброса между «известняками верхнего отдела архея (прибрежная полоса) и кристаллическими сланцами нижнего отдела (Приморский хребет)» нет, но тем не менее, признав, что архейские граниты и свита A_1 надвинуты на свиту A_2 , он тем самым признал и Приморский разлом.

Что касается Малого моря, то здесь возражения Е. В. Павловского, приведенные выше, могут быть легко опровергнуты. Кристаллические известняки несомненно принадлежат Приморскому комплексу, и разлом надо проводить по другую сторону их, уже через Малое море. Наличие участков красной брекчии в известняках (если она не осадочного происхождения) указывает на существование зон раздробления, связанных с этим разломом. Далее к юго-западу зона разлома выходит на северный берег Малого моря и отделяет здесь приольхонский комплекс от приморского. Е. В. Павловский и А. И. Цветков изучали только узкую полосу, всего несколько береговых обнажений приольхонского комплекса и присоединили их к приморскому. Но линия раздела между этими комплексами на берегу Малого моря хорошо определяется различием в простираннии свит и в общем характере пород. На этой линии Л. Г. Котельников (1934) обнаружил в кварцитах зону брекчий. Это различие в породах по обе стороны Приморского разлома очень хорошо видно на геологической карте, приложенной к статье В. А. Обручева 1898 г. (т. е. когда гипотеза о Приморском разломе еще не была предложена). На этой карте очень отчетливо отмечено, что узкая полоса северного берега Малого моря у р. Сармы сложена теми же породами, что и о. Ольхон. В своих позднейших работах В. А. Обручев устанавливал большое тектоническое значение этого разлома в формировании берегов Байкала в кайнозойское время.

Эта зона разлома заложена несомненно очень давно, — вероятно в протерозое, как и все большие тектонические зоны разломов Саяно-Байкальских каледонид, — и по ней позже не раз повторялись тектонические движения.

Об одном этапе тектонической жизни Приморского разлома говорит наблюдение Е. В. Павловского и А. И. Цветкова о том, что гранитоиды верхнепротерозойского возраста (по нашей схеме — каледонские), внедренные по зоне этого разлома в долине р. Анги, интенсивно развальцованы и катаклазированы. Следовательно, эта зона была активна в позднекаледонское время.

Чтобы закончить с дислокациями архейских комплексов, необходимо еще отметить, что секущие пегматитовые жилы, внедренные в приморский комплекс в зоне к северу от Приморского разлома, имеют широтное и субширотное простирание (до СЗ 300°) и вертикальное падение. Они расположены в виде перистой системы по отношению к линии Приморского разлома.

Структуры протерозоя

Простирание филлито-кварцевой свиты протерозоя в среднем СВ $40-50^\circ$, с местными отклонениями до широтного и меридионального. Падение крутое на юго-восток и вертикальное, и лишь в 10% случаев — крутое падение на северо-запад.

В изученных С. В. Обручевым обнажениях можно было выяснить, что по простиранию пласты протерозоя изгибаются и иногда образуют сигмоиды, но все же общее направление свит выдерживается без крупных нарушений, за исключением двух участков, отмеченных еще И. Д. Черским (1880, 1881, 1886; Семенов, Черский и Петц, 1895). Первый из этих участков — район с. Онгурен, где свита в береговых утесах имеет простирание СЗ 340° и падение крутое на юго-запад. И. Д. Черский установил, что это простирание прослеживается в узкой полосе вглубь от берега на 12 км. Эта полоса сложена кварцитами и филлитами той же илгинской свиты, которая слагает севернее береговую полосу с нормальным простиранием. Ширина этой полосы, судя по карте И. Д. Черского (1886), от 5 до 8 км.

Второй участок с северо-западным простиранием протерозоя лежит уже значительно севернее района работ С. В. Обручева, близ Елохина мыса. И. Д. Черский (1886), чтобы объяснить северо-западное простирание докембрия в этом участке, объединил его в большой дугообразной (в плане) складке со свитами докембрия северного конца Байкала. Е. В. Павловский, изучавший эту площадь протерозоя, считает, что оба отдела протерозоя (M_1 и M_2 его схемы) имеют здесь общее простирание на северо-запад с опрокидыванием складок на юго-запад. Площадь с северо-западным простиранием здесь несколько больше, чем у с. Онгурен, и занимает вдоль по берегу полосу длиной более 20 км и шириной до 5 км.

Сопоставление этих двух участков с другими участками протерозойского обрамления Сибирской платформы позволяет заключить, что первые представляют собой местные отклонения, две сигмоиды в общем плане плавного обтекания складками протерозоя Сибирской платформы.

На северном из этих участков (Е. В. Павловский называет его районом Елохина мыса) наблюдаются и более мелкие изгибы того же характера, обусловленные местными причинами.

Е. В. Павловский (Павловский и Цветков, 1936, стр. 88) указывает, что на фоне общего северо-западного простиранения наблюдаются «резкие, но плавные изгибы осей складок с ориентацией на северо-восток, что обуславливает в плане извилистый характер линий пересечения осевых плоскостей складок с земной поверхностью, напоминающих форму ползучей змеи». Оси складок, кроме того, часто круто погружаются или поднимаются (при общей тенденции погружения на юго-восток).

Небольшие сигмоиды С. В. Обручев отметил и на протяжении изученной им прибрежной полосы протерозоя с нормальным северо-восточным простиранием складок; об этом говорят местные изменения простиранения до широтного и северо-западного; эти места с простиранием, отклоняющимся от обычного, встречаются во всех выделенных выше четырех свитах. Но падение все время направлено по южным румбам — к юго-востоку, югу и юго-западу.

Это опрокидывание складок в общем на северо-запад, в сторону Сибирской платформы, является характерной особенностью не только протерозоя, но и архея западного побережья Байкала.

При внимательном изучении протерозоя легко обнаружить в нем ряд признаков, свидетельствующих о надвигании отдельных горизонтов и пачек пластов на северо-запад. Пласты протерозоя падают моноклинально к юго-востоку, но в нескольких местах, особенно в южном и

северном концах полосы протерозоя, заметна второстепенная складчатость. Обычно это небольшие острые складки, высотой в несколько дециметров и редко в метр и более, опрокинутые на север. Очень редко они переходят в лежачие, опрокинутые также на север, причем эта форма может соединяться с разрывом лежачего крыла складки и движением по поверхности подстилающих пластов (рис. 8). В северном конце полосы протерозоя это движение часто выражается в мелкой гофрировке пластов, захватывающей и жилки кварца.

Реже встречаются стулообразные складки, имеющие характер ряда ступеней высотой до 1 м и более, с горизонтальными поверхностями, которые по простиранию, в пределах обнажения, остаются горизонтальными.

В одном случае, когда стулообразные складки наблюдались в пласте, имеющем обратное падение к северо-западу, ступени высотой от 0.5 до 1 м были несколько опрокинуты к северу (рис. 9). По простиранию эти брахискладки имели длину 2—5 м и представляли как бы короткие волны на поверхности пласта.

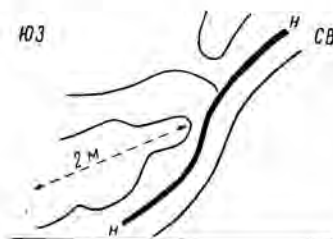


Рис. 8. Складка в четвертой свите протерозоя, опрокинутая на север и перешедшая в надвиг.

н—н — поверхности надвига.

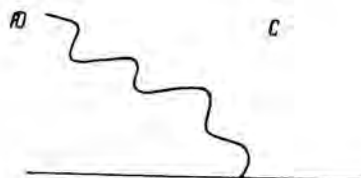


Рис. 9. Стулообразная складка в четвертой свите протерозоя.

Более широко распространено скольжение масс по плоскостям напластования, реже — по поверхностям надвигов, круто падающих к юго-востоку и срезающих пласты под острым углом. Наличие движений такого характера можно установить по полировке поверхности пластов; поверхности эти нередко с плоскими буграми, иногда со штрихами. Особенно хорошо эти движения фиксируются на контакте пластов разной податливости, например кварцитов и филлитов. При этом в пластах филлитов при движении образуются иногда мелкие сматия.

Количество секущих сбросов и надвигов сравнительно невелико. Простирание их главным образом северо-западное от 300 до 340° и северо-восточное от 10 до 60° (т. е. под косыми углами к главному разлому) с крутым падением на юг. В двух случаях отмечены взбросы с обратным падением сбрасывателя, к северо-западу (рис. 10). По этим сбросам наблюдаются иногда зоны брекчий и катаклазитов шириной от 0.5 до 2 м, заключающих обломки пород обоих крыльев, причем обычно кварциты сохраняются в виде обломков, а филлиты образуют цемент брекчий. Сбросы эти рассекают также жилы гранита и основных пород, причем в зоне раздробления получается брекчия, в которой развальцованные обломки магматической породы погружены в рассланцованный филлит. На рис. 11 изображен сброс, по которому контактируют амфиболитизированные микрогаббро (а) и катаклазированный лейкократовый микроклиновый гранит (б). Поверхность сброса сильно изгибается;

в нижней части обнажения, где она вертикальна и имеет простирание СВ 10—15°, обе породы вдоль сброса рассланцованы, причем тонкий кливаж в граните захватывает зону шириной 3—5 см и концы пластинок отогнуты вниз, вдоль поверхности сброса; в микрогаббро зона расланцевания шире — 20—40 см и концы пластинок загнуты вверх. При необычном, почти меридиональном простирании сбрасывателя по одному береговому разрезу невозможно определить, как это опускание западного крыла связано с общим движением масс.

Для характеристики тектонических движений интересно отметить, что в конгломератах, описанных выше и залегающих в той же части илгинской свиты, которая образует онгуренский загиб к северо-западу, оси развальцованных галек вытянуты по простиранию на СЗ 340° с падением осей к северу под углом 20°. Длинные оси порфирокластов очковых гнейсов по большей части вытянуты также по простиранию пластовых тел.

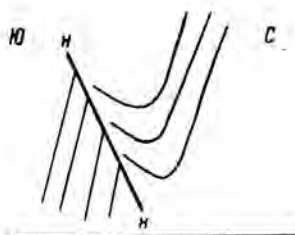


Рис. 10. Взброс с северным падением сбрасывателя в первой свите протерозоя.



Рис. 11. Контакт магматических пород по поверхности сброса.

а — амфиболитизированный микрогаббро; б — катаклазированный лейкократовый микроклиновый гранит; с — с поверхность сброса.

Очковые гнейсы, повидимому, участвовали в протерозойской складчатости вместе с вмещающими осадочными породами, но, вследствие своей малой податливости, не образовали складок второго и третьего порядков. Они залегают согласно с вмещающей осадочной толщей, и их пластовые тела имеют то же однообразное крутое падение к юго-востоку. Только в одном случае на южном участке отмечена большая складка второго порядка, опрокинутая к северу (при широтном простирании). В другом обнажении этого же участка пластовое тело очкового гнейса первоначальной мощностью около 50 см, лежащее в тонкослоистых серицитовых кварцитах, имеющих простирание СВ 65° при падении на ЮВ под углом 65°, смято в две острые складки с пережимами (рис. 12); линзы гнейса сопровождаются жилками кварца.

Как можно видеть по контактам очковых гнейсов и вмещающих осадочных пород, гнейсы играли роль неподатливых тел и осадочные породы — кварциты и особенно филлиты — сминались в складки вблизи контакта, а тонкие тела гнейсов подвергались будинированию. В этом отношении интересен контакт лежащего бока толщи очковых гнейсов южного участка (рис. 13). Очковые гнейсы налегают на горизонт филлитов (кальцито-биотитовых, кальцито-эпидото-биотитовых и серицито-хлоритовых сланцев). В этих филлитах под большим пластовым телом очкового гнейса мощностью 50 м заключены два тонких пластовых тела такого же гнейса, 0.50—0.60 м толщиной каждое; верхнее из этих тел

будинировано, закруглено и имеет в этом конце бластомилонитовую структуру; между ним и нижним телом — ряд мелких овальных будин очкового гнейса 15—20 см в поперечнике. По поверхностям напластования в филлитах и на границе с мощным телом очкового гнейса — линзы кварца мощностью 10—20 см. В верхнем теле очкового гнейса поперечный сброс с разрывом, в который вдавлен рассланцованный филлит.

Очковые гнейсы несомненно принимали также участие в общем движении масс докембрия на северо-запад.

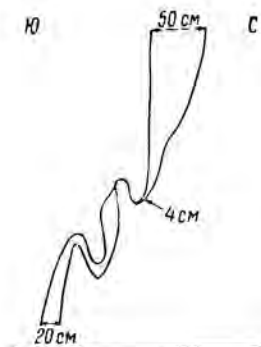


Рис. 12. Пережимы пластового тела бластомилонита гранита.

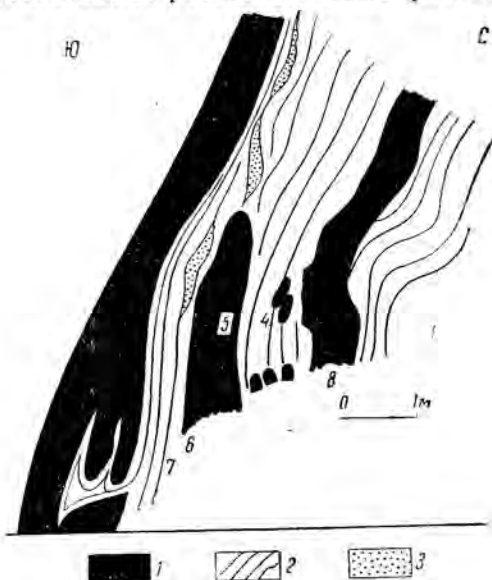


Рис. 13. Нижний контакт лежащего бока мощной толщи очковых гнейсов южного участка.

1 — бластомилониты гранита висячего бока; 2 — филлиты; 3 — линзы кварца; 4 — кальцито-эпидото-биотитовый сланец; 5 — кальцито-биотитовый сланец; 6 — бластомилонит гранита; 7 — трубо-сланцеватый порфировидный бластокластический гранит; 8 — blastоцементный гранит.

ВЫВОДЫ

Сами по себе материалы исследований С. В. Обручева на небольшом участке западного побережья Байкала не так значительны, но сопоставление их с данными геологических работ в других районах зоны докембрия, окаймляющей Сибирскую платформу с юго-запада, юга и востока, позволяет сделать ряд интересных выводов.

Архей Малого моря мы разделили на два комплекса — приольхонский, сложенный гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, и приморский, в котором резко выделяются нижняя свита гнейсов и верхняя — мраморов и кристаллических известняков. Взаимоотношения этих комплексов остаются неясными, и до известной степени условно, на основании более молодого облика мраморов и тектонических соображений, можно считать более молодым приморский комплекс.

Сопоставление этих комплексов с соседними районами, как и вообще для сибирского архея, весьма трудно. Обычное разделение архея на две толщи — нижнюю без значительных прослоев мраморов и верхнюю с мраморами, принятое с некоторыми изменениями и для Восточного Саяна (Лурье и Обручев, 1950) и для Байкальского нагорья (Арсеньев,

1952), возможно, при детальном изучении архея, значительно усложнится. При сравнении свит только по наличию карбонатных прослоев приольхонский комплекс наиболее просто приравнять к слюдянскому, а для приморского, ввиду наличия в нем известняков более молодого облика, трудно подобрать аналоги. Но более внимательное изучение состава пород показывает, что слюдянский и приольхонский комплексы не сходны по парагенезисам минералов. Те образцы пород, которые изучал Д. А. Великославинский, по его мнению, относятся к актинолитовым (тремолитовым) ступеням Д. С. Коржинского. Между тем слюдянский комплекс, который по своему составу принадлежит к верхнему архею, Д. С. Коржинский по парагенезисам считает типичным высокотемпературным, отвечающим наибольшим ступеням глубинности; шарыжалгайский комплекс, который Лурье и Обручев (1950) считали более древним, нижнеархейским, в некоторых своих участках содержит также высокотемпературные минералы (Коржинский, 1937, 1945). Но, судя по описанию А. И. Цветкова, в породах верхнего отдела архея A_3 в Анга-Бугульдейском районе и в породах первого отдела A_1 Малого моря есть высокотемпературный форстерит (Павловский и Цветков, 1938а, 1938б). Поэтому для точной корреляции свит архея необходимо углубленное изучение их метаморфизма и тектоники.

Как предварительный вывод регионального характера можно установить, что архейские породы в выступах фундамента платформы (Алданский и Анабарский щиты, Енисейский кряж) и в некоторых докембрийских глыбах, выделенных С. В. Обручевым (1949) в каледонской складчатой зоне — например в Хамар-дабанской глыбе, в которую входит Слюдянка, относятся к комплексу, наиболее глубинному, алдано-слюдянскому по Д. С. Коржинскому (ступени гиперстеновая, форстеритовая и паргасит-шпинелевая). Полосы же архея, окаймляющие Сибирскую платформу, лежащие в пределах протерозойской геосинклинали, относятся к более низким температурным ступеням — актинолитовым или тремолитовым (6—9) и частью к диопсидовым (1—5). В этом отношении положение полосы архея Малого моря и Приольхонья весьма сходно с главным антиклинорием Восточного Саяна (Лурье и Обручев, 1950; С. В. Обручев, 1949) и с мамской докембрийской толщей: все они вытянуты в виде узких полос вдоль окраины Сибирской платформы и отделены от нее узкой полосой протерозоя.

Можно предполагать, что разница в минералогическом составе и температурных ступенях равновесия архея в протерозойской геосинклинали и архея на Сибирской платформе обусловлена разными тектоническими условиями, в которых находились архейские толщи во время протерозойской эры в этих двух различных областях.

Существенным результатом работ 1948 г. было установление того факта, что протерозой северо-западного побережья Байкала имеет тот же характер, что и нижний протерозой Восточного Саяна, с некоторой разницей в их фациальном составе. Нижнепротерозойские отложения, которые в Восточном Саяне имеют глинистый состав, на Байкале становятся значительно более песчанистыми. Повидимому, такой же характер они сохраняют вдоль окраины Сибирской платформы до среднего течения Мамы. К востоку и северо-востоку, в восточном Прибайкалье, фации протерозоя сильно изменяются.

Очень важно также подтверждение того факта, что протерозой побережья Байкала смят в складки северо-восточного простирания, обтекающие Сибирскую платформу. В последнее время широко распростра-

нилась предложенная Е. В. Павловским гипотеза о северо-западном простирании протерозоя (нижнего протерозоя Е. В. Павловского), в отличие от северо-восточного простирания архея и байкальского комплекса (Павловский и Флоренсов, 1951). Гипотеза эта была основана на том, что в ряде мест Байкальского нагорья к северо-востоку и востоку от Байкала, а также в районе Елохина мыса на Байкале протерозой смят в складки северо-западного простирания (Павловский и Цветков, 1936; Павловский, 1948).

Складки протерозоя в Восточном Саяне вытянуты в общем параллельно краю Сибирской платформы, таково же простирание протерозоя в Мамском районе; поэтому было очень важно установить, что в Прибайкалье, занимающем в протерозойской геосинклинали промежуточное положение, складки протерозоя также обтекают платформу. Северо-западное простирание в районе Елохина мыса, как видно из предыдущего, является местной сигмоидой. Оно обусловлено, повидимому, тем, что здесь край платформы изменяет направление от северо-восточного к меридиональному и складки протерозоя изгибаются вокруг этого угла (возможно более резко выраженного в фундаменте платформы) и опрокидываются к юго-западу. Аналогичная сигмоида с. Онгурен, вероятно, объясняется другим небольшим выступом платформы. Эти два выступа хорошо отражены в конфигурации складок нижнего кембрия (ушаковской свиты), как это видно на геологической карте Восточной Сибири 1949 г. в масштабе 1 : 2 500 000.

Северо-западное простирание протерозоя в восточной половине Байкальского нагорья зависит от формы и расположения больших глыб архея, выдвигающихся к юго-западу от Алданского щита.

Для понимания тектонической истории Сибирской платформы и протерозойской геосинклинали чрезвычайно важно установление того факта, что архей, протерозой, байкальский комплекс и кембрий вдоль юго-западной, южной и восточной окраин Сибирской платформы, в зоне протерозойской геосинклинали и сменившей ее позже каледонской, смяты в складки, параллельные краю платформы и в большинстве случаев опрокинутые в сторону платформы.

Что касается степени метаморфизма протерозоя, то большая часть протерозойского обрамления Сибирской платформы принадлежит кварц-доломитовым (10—12) температурным ступеням равновесия Д. С. Коржинского, но нередко наблюдаются и ступени актинолитовые и тремолитовые (8—9). Для западного побережья Байкала (по определениям Д. А. Великославинского) характерно преобладание парагенезисов актинолитовых ступеней в нижней свите и их меньшее значение в верхних свитах.

Как уже указано выше, весьма вероятно, что протерозой изученного района образует большую изоклиналиную синклиналь, опрокинутую на северо-запад, в которой третья свита слагает осевую часть, а четвертая свита представляет повторение верхней части второй свиты; синклиналь осложнена, вероятно, надвигом вдоль оси, между второй и третьей свитами и второстепенными складками и надвигами. Построение это весьма условно. В общем вкрест простирания, от Ольхона до Приморского хребта, наблюдаются три ступени, сложенные последовательно все более молодыми толщами: приольхонским и затем приморским комплексами архея и, наконец, нижним протерозоем (рис. 14). Все три комплекса опрокинуты в сторону платформы и отделены поверхностями надвига. Возможно, что структуры двух архейских ступеней одинаковы. По данным Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1938а), в Анга-Бугуль-

дейском районе ближе к берегу Байкала в составе архея преобладают кристаллические известняки, поэтому надо предполагать, что более высокие горизонты приольхонского комплекса опускаются к юго-востоку, так же как и в приморском комплексе.

По простиранию все три ступени на северо-восток уходят в акваторий Байкала. На юго-запад приольхонская ступень протягивается вдоль побережья Байкала до устья Бугульдейки. Продолжение второй ступени архея на юго-запад нельзя определить без детальных исследований, так как по материалам геологов, работавших на Анге и Бугульдейке, нельзя с уверенностью разделить гнейсы и известняки обоих комплексов. Возможно, что вторая ступень выклинивается и с гранитами протерозоя граничит непосредственно приольхонский комплекс.

Километрах в сорока от Бугульдейки на побережье появляется снова узкая полоса архея, продолжающаяся с перерывами до Ангары. Здесь она изучалась многими геологами. По описанию Д. С. Коржинского (1937), этот архей составляет продолжение широкой полосы шарыжалгайского комплекса, уходящей на запад от Ангары в Восточный Саян. Таким образом, приольхонский комплекс здесь не появляется из-под акватория Байкала.

Протерозойская ступень на юго-западе продолжается в широкую полосу массивов аляскитовых гранитов, на которых местами сохраняются небольшие участки кварцитовой свиты (Павловский и Цветков, 1938а, 1938б); очевидно, это остатки кровли нижнего протерозоя. Эта полоса гранитов к юго-западу становится все уже и уже и, наконец, совсем исчезает в 40 км южнее Бугульдейки, сменяясь к югу описанной полосой архея. Повидимому, она перекрыта байкальским комплексом, частью трансгрессирующим, частью надвинутым на нее, и может продолжаться под его покровом и далее к юго-западу.

В саянской части Саяно-Байкальских каледонид полоса протерозоя вдоль края платформы появляется вновь только между реками Уриком и Ией; но здесь вначале, до р. Тагны, протерозой отделен от края платформы еще узкой полосой архея (С. В. Обручев, 1949).

Если отнести к протерозою кварцитовую свиту Соснового Байца, то тогда вторая узкая полоса протерозоя проходит еще ближе к краю платформы в промежутке между Ангарой и Уриком — на р. Оноте и близ р. Китоя (Лурье и Обручев, 1950).

На северо-восток полоса протерозоя выходит из-под вод Байкала на материк в районе Елохина мыса и, повидимому, образует несколько изгибов в пределах Байкальского хребта. О продолжении полосы на север вдоль края Байкальского нагорья данные противоречивы, и необходимы новые исследования для разграничения кембрия и протерозоя вдоль окраины нагорья.

Характерным элементом в составе этой ступени на западном побережье Байкала являются очковые гнейсы. В изученном участке они образуют обильные пластовые тела; если схема опрокинутой на северо-запад синклинали верна, то первая и третья полосы очковых гнейсов сосредоточены и в зонах, лежащих недалеко от надвигов, отделяющих ступень протерозоя от архея и от цоколя платформы. Вторая полоса очковых гнейсов, лежащая между второй и третьей свитами протерозоя, вероятно, была внедрена также вблизи зоны большого разлома. Если считать, что флюидовые и зеленые сланцы представляют верхнюю часть разреза протерозоя, а песчаники третьей свиты, выходящие севернее, лежат под сланцами (как это показано на рис. 14), то между второй и

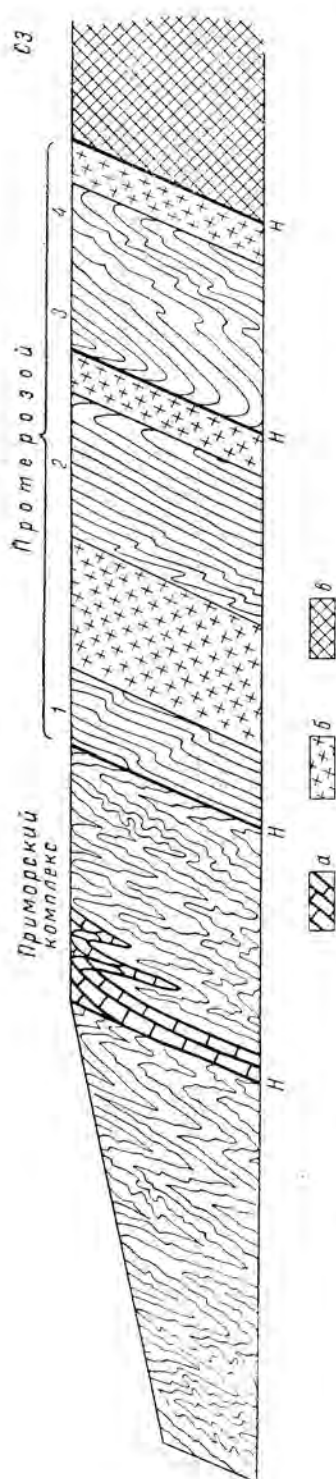


Рис. 14. Схема строения северо-западного побережья Байкала в районе Малого моря.

1, 2, 3, 4 — свиты нижнего протерозоя; а — поверхности надвигов; б — верхняя карбонатная свита приморского комплекса архей; в — зоны с обильными пластовыми телами очковых гнейсов (бластомилонитов граниты); г — докембрийский фундамент Сибирской платформы.

третьей свитами следует предполагать наличие большого надвига как раз в полосе обильных пластовых тел очковых гнейсов.

Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938а, 1938б) считают, что и большие массивы аляскитовых гранитов, лежащие на продолжении этой ступени к юго-западу, имеют характер пластовых тел мощностью 10—15 см. Эти массивы тянутся вдоль края платформы на 200 км, с перерывом в 10 км. В 35 км от их южного конца появляются очковые гнейсы, связанные с Котовским массивом гранитоидов, внедренным в архей невдалеке от Ангары. Если присоединить к этому поясу изученную нами на севере зону с пластовыми телами очковых гнейсов, то общая длина полосы с обильными бластомилонитами гранитоидов достигнет 350 км.

Но эти характерные породы можно найти и в других участках на границе Сибирской платформы и протерозойской геосинклинали. В Восточном Саяне давно уже известны небольшие массивы (площадью от 1 до 50 кв. км, редко больше) розовых порфировидных катаклазированных гранитов. И. А. Кобеляцкий (1947) отнес их к архею на том основании, что на них, по наблюдению Д. В. Дубовского, в бассейне Уды налегает кварцито-известняково-сланцевая свита нижнего протерозоя и что они прорваны биотитовыми слюдоносными гранитами верхнего протерозоя; последние не катаклазированы. Эти катаклазированные граниты очень похожи на байкальские очковые гнейсы. А. В. Власенко, обработавший коллекцию И. А. Кобеляцкого, описывает их как катаклазиты, микробрекчии и милониты (Кобеляцкий, 1947, стр. 61—64). Небольшие массивы этих гранитов располагаются главным образом вдоль края Сибирской платформы. Начиная с северо-запада они встречаются в следующих предгорных участках Восточного Саяна: по рекам Туманшету, Тагулу, Б. и М. Бирюсе, Уде, Урику, Даялыку.

В Восточном Саяне массивы этих гранитов, кроме краевой полосы, расположены в нескольких участках внутри хребта, вблизи наиболее крупных разломов. Таковы массивы в верховьях рек Урика и Даялыка. (Кобеляцкий, 1947). Возможно, что среди них встречаются и граниты разного возраста, но весьма вероятно, что граниты, внедренные вдоль края Сибирской платформы, представляют собой интрузию, вполне аналогичную байкальским очковым гнейсам. Наблюдения Дубовского, на которые ссылается Кобеляцкий, требуют проверки: по рекам Урику и Даялыку массивы этого гранита расположены непосредственно вдоль разлома, отделяющего архей от верхнего протерозоя, что говорит скорее в пользу их протерозойского возраста.

Возраст очковых гнейсов, по современным данным, может быть определен на Байкале как после-нижнепротерозойский, в Восточном Саяне для большинства массивов — как до-верхнепротерозойский по прорыванию их протерозойскими гранитами (Кобеляцкий, 1947).

В краевой зоне Восточного Саяна массивы катаклазированных гранитов расположены вдоль двух линий, параллельных краю платформы. Первая, более короткая, проходящая по площади нижнего кембрия в западной части хребта, между реками Туманшетом и Удой, включает несколько небольших массивов, протыкающих покров кембрия; геологи, работавшие в этой части хребта, считают, что кембрий лежит на размытой поверхности массивов.

Вторая линия, более значительная — важнейший разлом Восточного Саяна — проходит несколько дальше от края платформы, в 40—60 км от современного подножия хребта. На большем своем протяжении она сопровождается полосой тектонитов шириной от 2 до 10 км. Непрерывная полоса тектонитов изучена на протяжении более 200 км — от р. Тагула до р. Ии; далее, до р. Оки, — неизученный прерыв в 50 км, и затем на протяжении 100 км, до Урика, установлена прерывистая полоса милонитов. Массивы катакластического гранита и тела очковых гнейсов расположены вдоль этой зоны в обоих изученных ее участках между реками Бирюсой и Ией на западе, а в восточном конце зоны — на реках Урике и Даялыке (Кобеляцкий, 1947; С. В. Обручев, 1949).

Главные тектонические движения в этой зоне большого разлома происходили в протерозое, и формирование тектонитов, образовавшихся при раздроблении и развальцевании метаморфических и магматических пород докембрия, закончилось до начала кембрия. Но движения вдоль этого разлома продолжались и во время каледонского цикла тектогенеза, как об этом свидетельствуют катаклазиты пород кембрия. Только позднекаледонские (нижнедевонские) сиениты не затронуты катаклизмом. Во время протерозойского и каледонского тектонических циклов массы двигались к платформе и складки опрокидывались на северо-восток (С. В. Обручев, 1942, 1949).

Положение этой зоны большого разлома в современном срезе различно; в западной части хребта до р. Уды он разграничивает архей от кембрия, а в восточной проходит в пределах архея. Следовательно, в Восточном Саяне зона разломов, проходящая вдоль границы платформы и протерозойской геосинклинали, выражена очень ясно, и, так же как и на Байкале, здесь вдоль нее в протерозое были внедрены гранитоиды, которые во время последних фаз протерозойского тектонического цикла были милонитизированы.

К северу от Байкала на мелкомасштабных геологических картах

СССР виден необычайный по форме гранитный массив Чуйский, или Чае-Чуйско-Витимский. Он показан в виде непрерывной полосы длиной до 500 км и шириной от 30 до 50 км, окаймляющей с запада Байкальское нагорье между Байкалом и Витимом и вытянутой вдоль границы Сибирской платформы и протерозойской геосинклинали. Этот гранитный массив одними геологами считается архейским, другими — протерозойским. В. А. Обручев, вначале относивший его к архею (1932), позже признал его протерозойским (1935, т. I).

В 1950 г., сделав маршрут по Маме и Витиму, С. В. Обручев выяснил, что мамская толща архея у восточного контакта Чуйского массива пронизана обильными пластовыми жилами гранита, превращенными в очковые гнейсы, а сам массив интенсивно катаклазирован, особенно в эндоконтакте. Сопоставив эти наблюдения с материалами своих байкальских исследований 1948 г., С. В. Обручев пришел к выводу, что Чуйский массив, аналогично байкальским очковым гнейсам, представляет протерозойскую интрузию, внедренную вдоль края платформы. В 1952 г. работами Лаборатории геологии докембрия (руководитель Д. А. Великославинский, сотрудники М. М. Мануйлова и С. Б. Лобач-Жученко) установлено, что в разрезе по Витиму Чуйский массив сложен двумя гранитами, рвущими и контактово-метаморфизующими толщи протерозоя: двуслюдяными огнейсованными на северо-западе и рогово-обманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами на юго-востоке. И те и другие подверглись очень сильному катаклазу и милонитизации.

Этот же массив по более южному разрезу по р. Б. Чуе тоже очень сильно милонитизирован и катаклазирован, причем зоны раздробления, по наблюдениям П. Н. Сучкова, идут параллельно простиранию массива, а другие перпендикулярно этому направлению.

Л. П. Серов установил, что по р. Чае, по еще более южному разрезу, состав массива очень сложен. Полосу массива в главной массе составляют очковые гнейсы (милониты и катаклазированные гнейсы), и в них внедрены порфировидные гранодиориты, граносиениты и лейкократовые катаклазированные граниты; последние значительно слабее затронуты катаклазом. Л. П. Серов явления катаклаза относит к двум различным циклам: более древнему, во время которого образовались очковые гнейсы, вытянутые вдоль простирания массива, и более позднему, с которыми связаны зоны катаклаза, идущие под острым углом к простиранию массива на восток-северо-восток.

В южном конце Чуйского массива по р. Кунерме А. А. Арсеньев (1939) обнаружил полосу очковых гнейсов, представляющих собой развальцованные граносиениты. На них с юго-востока наведены милониты гранито-гнейсов (соответствующих по составу нормальным гранитам).

Изложенные данные показывают, что интрузии, связанные с северо-восточной частью зоны краевых разломов, более сложны, чем в байкальской части, и происходили в несколько фаз.

Изучение Чуйского массива сотрудниками Лаборатории геологии докембрия только начато, поэтому еще трудно разобраться в соотношении разных по времени интрузий, слагающих длинную полосу массива.

Сделанные выше сопоставления доказывают, что Сибирская платформа с юго-запада, юга и юго-востока окаймлена зоной больших краевых разломов. Эта зона включает несколько линий разломов, из которых внутренние проходят по краю платформы, а внешние — по краевой части протерозойской геосинклинали; движения по этим разломам повторялись и в каледонское время. По линиям разломов этой

зоны, в после-нижнепротерозойское время и ранее конца верхнего протерозоя внедрялась кислая магма. Внедрение это, судя по протекластическим явлениям, отмеченным Д. С. Коржинским (1937) в Котовском массиве, происходило в одну из фаз протерозойской складчатости. При этом магма внедрялась в виде многоэтажной системы тонких пластовых жил, а местами образовывала плоские тела мощностью в несколько километров и длиной, выражающейся в десятках километров.

Складчатые движения продолжались и после застывания гранитов; особенно интенсивны они были вдоль зоны краевых разломов; складки протерозоя и архея были прижаты к платформе и опрокинуты на нее. Во время верхнепротерозойской складчатости и, вероятно, при надвиговых явлениях в конце тектонического цикла происходило интенсивное скольжение масс вдоль поверхностей напластования и по поверхностям больших и малых надвигов зоны краевых разломов. Все эти тектонические движения обусловили катаклиз и милонитизацию краевых зон больших гранитных тел.

С этим же тектоно-магматическим циклом верхнего протерозоя связаны метаморфизм и милонитизация первично-осадочной протерозойской толщи и внедренных в нее несколько ранее, чем граниты, пластовых тел габброидных пород.

Салаирские и каледонские движения, образовавшие Саяно-Байкальскую складчатую каледонскую зону, как это видно из многочисленных исследований в Восточном Саяне, на Байкале и в Байкальском и Патомском нагорьях, отчасти преобразовали фундамент геосинклинали, а также и глыбы архея и протерозоя, заключенные в складчатых структурах геосинклинали (С. В. Обручев, 1949; Павловский и Цветков, 1938а, 1938б). Эти движения отразились в зоне краевых разломов повторным прижиманием складок к Сибирской платформе и новыми надвигами. Но эти движения, происходившие в других тектоно-магматических условиях, повидимому, уже не приводили к бластезу пород, а только к значительному катаклазу по линиям разломов. Надвиги повторялись большей частью вновь также по старым протерозойским линиям, но изучение милонитизированных пород позволяет различать милониты протерозоя от катаклазитов каледонских. Так, Д. С. Коржинский, изучавший шлифы из коллекции С. В. Обручева из главного антиклинория Восточного Саяна, выяснил, что зона краевых разломов в восточной части хребта между Окой и Белой сопровождается милонитами протерозойского возраста.

Образование бластомилонитов (очковых гнейсов) зоны краевых разломов относится к протерозою, а каледонские движения внесли, вероятно, некоторый дополнительный катаклиз.

Из трех поверхностей надвигов изученного района Приморский надвиг возник уже в протерозое, судя по его значению в структуре докембрия и по тому, что жилы пегматита, вероятно протерозойские, расположены перисто по отношению к надвигу. На продолжении этого надвига к юго-западу катаклазированы молодые (каледонские — по нашему мнению, верхнепротерозойские — по Е. В. Павловскому, 1938а) граниты, и, следовательно, сброс этот был активен и при каледонском тектогенезе. Современное его значение в рельефе (прямолинейная Кунтинская долина и крутой юго-восточный склон Приморского хребта) говорят о том, что эта зона разлома активна и в кайнозое.

Второй надвиг, между археем и протерозоем, вероятно также верхнепротерозойский; в рельефе он выражен очень слабо. Мы продолжаем

этот надвиг до Большого Ушканьего острова, который, по исследованиям В. В. Ламакина (1951, 1952), сложен в северной части протерозоем, а в южной археем.

Архей Ушканьих островов сходен с приольхонским комплексом.

Третий надвиг, между протерозоем и цоколем платформы, также протерозойский; движения по нему возобновились после отложения байкальского комплекса, в салаирскую фазу, и привели к надвиганию массива аляскитовых гранитов на байкальский комплекс (Павловский и Цветков, 1938а); надвиг этот в рельефе выражен слабо.

Наконец, можно отметить еще одну линию разлома, идущую вдоль Байкала и выраженную в рельефе. Она начинается на юге за Онгуреном и идет по долинам притоков Илги на северо-восток, вдоль крутого склона главной гряды Приморского хребта, отделяя более низкую зону прибрежных предгорий. Этот разлом выходит на берег Байкала севернее мыса Рытого — там, где название «Приморский хребет» на картах сменяется названием «Байкальский хребет». Севернее крутой склон Байкальского хребта обрывается прямо к озеру, и в нескольких местах, вплоть до Солонцовой бухты, С. В. Обручев обнаружил признаки опускания берега. Этот разлом заходит кулисообразно за Приморский надвиг или сочленяется с ним как виргирующая ветвь.

Современное положение трех ступеней — двух архейских и одной протерозойской — и их взаимоотношения показывают, что надвигание масс на северо-запад и вместе с тем выдвигание ступеней вверх, происходившие во время протерозойских и каледонских тектонических движений, не были полностью компенсированы обратным опусканием в кайнозой. Кайнозойские движения, которые привели к глубокому опусканию впадины Байкала, сопровождались также некоторым опусканием ступеней вдоль края впадины — ступеней, границы которых в большинстве случаев были определены древними, докембрийскими разломами, подобно тому как это происходило и в Саянской половине каледонской складчатой зоны (С. В. Обручев, 1942, 1949).

Две ступени архея, поднимавшиеся при протерозойском и каледонском тектогенезе, при кайнозойском передвигались вниз; при этом больше всего опустилась внутренняя приольхонская ступень. Но так как сейчас на одном и том же уровне, в береговых утесах Байкала, обнажены оба комплекса архея и нижний протерозой, то ясно, что архейские ступени далеко не достигли еще своего исходного положения.

Зона краевых разломов, как видно из приведенных выше сведений о распространении порфиров, в позднекаледонское время в восточной своей половине (от Ангары до М. Чуи), вновь была путем, по которому проникла кислая магма. Покровы эффузивов, образовавшиеся во время этой магматической фазы, большей частью размыты, и в современном срезе обнажены только их корни, которые вытянуты в виде полосы вдоль зоны краевых разломов. Лишь в районе Елохина мыса сохранились и покровы; близ истока Ангары эффузивы были размыты еще в мезозое и от них сохранилась только галька в юрских конгломератах. Не везде на этом огромном протяжении эффузивы имели одинаковый состав. Возможно, что к этой полосе каледонских порфиров надо присоединить покровы кератофиров салаирской фазы, один из которых был обнаружен в голоустенской свите байкальского комплекса в бассейне Сармы (Павловский и Цветков, 1938а). Эти эффузивы, залегающие в более южном участке, позволяют сделать вывод о магматической активности вдоль зоны краевых разломов и в начале каледонского цикла.

В западной половине зоны краевых разломов каледонских эффузивов нет. Следует отметить, что в Восточном Саяне полоса верхнесилурийских эффузивов и другая полоса — позднекаледонских (нижнедевонских) сиенитов — протягиваются параллельно краю платформы, но еще дальше от него, уже в пределах складчатой зоны, отступя на 20—60 км от зоны краевых разломов.

Рассмотрение тектонической схемы краевой зоны южной оконечности Сибирской платформы (рис. 15) позволяет отметить ряд интересных закономерностей.

Прежде всего ясно выделяется большая магматическая активность зоны краевых разломов вдоль восточной окраины платформы, где тела протерозойских катаклазированных и милонитизированных гранитов значительно больше по объему и вытянуты вдоль зоны краевых разломов на очень большое расстояние, в то время как по западной окраине они гораздо меньше по объему и по протяжению. Позднекаледонские порфиры сосредоточены исключительно вдоль восточной окраины.

Закономерно также расположение линий надвигов, которые виргируют от острого южного клина Сибирской платформы в обе стороны — к востоку и западу. Этим еще больше подчеркивается то значение, которое имеет южный клин платформы в тектонике окружающей платформу геосинклинали, — значение, отмеченное уже С. В. Обручевым (1949).

Закономерно также располагаются узкие полосы протерозоя по обе стороны клина платформы на востоке и западе. Возможно, что при дальнейших исследованиях подобные полосы будут обнаружены и севернее. Однако не следует безоговорочно относить к протерозою ту узкую полосу, обозначенную на мелкомасштабных геологических картах (1:5 000 000 и 1:2 500 000) как протерозой, которая вытянута вдоль западного подножья Байкальского нагорья и переходит в широкое поле протерозоя Патомского нагорья, — почти вся эта полоса сложена, повидимому, байкальским комплексом; складки этого комплекса расположены параллельно краевым складкам других свит кембрия платформы. Коренное отличие узких приплатформенных полос протерозоя от этих полос байкальского комплекса заключается в том, что линии надвигов, хотя и расположены субпараллельно складкам протерозоя, но срезают их под острыми углами. Точно так же под острыми углами надвиги срезают и субпараллельные складки архея. Это хорошо видно, например, на нашей тектонической схеме западного побережья Байкала (рис. 16). Поэтому и крупные гранитные тела, внедренные по надвигам, также срезают складки докембрия под острыми углами, хотя в общем плане они вытянуты параллельно как полосам докембрия, так и краю платформы. Только более тонкие инъекции гранитов образуют правильные пластовые тела в метаморфических толщах протерозоя и архея.

Все эти выводы о тектонике и магматических явлениях пограничной краевой зоны Сибирской платформы и окружающей ее протерозойской геосинклинали — лишь очень предварительный и краткий набросок тех заключений, которые будут в дальнейшем сделаны на основании анализа всего большого материала о геологическом строении протерозойской и каледонской складчатых зон.

Л и т е р а т у р а

Арсеньев А. А. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рек Тын и Кувермы. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 6, сер. геол., № 1, 1939.

- Арсеньев А. А. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна. Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 1, 1952, стр. 117—136.
- Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 26, 1940.
- Ижицкий Н. Л. Геологические исследования в Иркутской губ. в 1895 г. Геол. иссл. вдоль линии Сиб. ж. д., вып. 7, 1896.
- Кобеляцкий И. А. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Олота. Матер. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 20, 1947.
- Коржинский Д. С. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья. Междунар. XVII геол. конгресс, Сибирская экскурсия, Вост. Сибирь, 1937, стр. 63—88.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 61, петрограф. серия, № 21, 1945.
- Котельников Л. Г. Кристаллически-зернистые породы Ольхонского края. Сб. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. Тр. Петрограф. инст. АН СССР, вып. 6, 1934, стр. 317—328.
- Ламакин В. В. О докембрии Ушканьих островов на Байкале. Докл. АН СССР, т. 79, № 6, 1951, стр. 1013—1016.
- Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. Географизм, 1952.
- Лурье М. Л. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-дабана. Сб. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». Тр. Всес. н.-и. геол. инст., 1952, стр. 5—23.
- Лурье М. Л. и С. В. Обручев. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-дабана. (Стратиграфия и магматизм). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950, стр. 77—91.
- Лурье М. Л. и С. В. Обручев. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952, стр. 128—131.
- Обручев В. А. Оро-геологические наблюдения на острове Ольхоне и в Западном Прибайкалье. Горн. журн., т. 4, № 12, 1890, стр. 428—458.
- Обручев В. А. Экскурсия в золотоносный район Зап. Прибайкалья по рр. Иликте и Сарме. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. географ. общ., т. 28, № 1, 1897, стр. 1—22.
- Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Тр. Сов. по изуч. производит. сил АН СССР. Очерки по геологии Сибири, 1932.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I—III. Изд. АН СССР, 1935—1938.
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 5—6, стр. 13—26.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. Докл. АН СССР, т. 68, № 5, 1949, стр. 905—908.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 99, 1948.
- Павловский Е. В. и Н. А. Флоренсов. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири. Тр. Иркутск. Гос. ун-в., т. 5, вып. 2, 1951, стр. 3—16.
- Павловский Е. В. и А. И. Цветков. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Тр. Сов. по изуч. производит. сил АН СССР, сер. сиб., вып. 22, 1936.
- Павловский Е. В. и А. И. Цветков. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Тр. Геол. инст. АН СССР, т. 8, 1938а.
- Павловский Е. В. и А. И. Цветков. Геолого-петрографический очерк западного побережья Малого моря. (Западное Прибайкалье). Тр. Геол. инст. АН СССР. Очерки по геологии Сибири, 1938б.
- П. П. Семенов, И. Д. Черский и Г. Г. Петц. Общее обозрение Байкальских гор и Байкальского озера. Северо-западный берег Байкала от юго-западной оконечности озера до устья В. Ангары. Хребты Приморский и Онотский. Дополнение к т. 5 «Землеведения Азии» К. Риттера, ч. 2. Изд. Русск. географ. общ., 1895.
- Черский И. Д. Предварительные отчеты о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала. Год третий 1879. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. географ. общ., т. 11, № 1—2, 1880, стр. 8—83; то же. Год четвертый 1880. Там же, т. 12, № 2—3, 1881, стр. 1—82.
- Черский И. Д. О результатах исследования озера Байкала. Зап. Русск. географ. общ. по общей географии, т. 15, № 3, 1886.

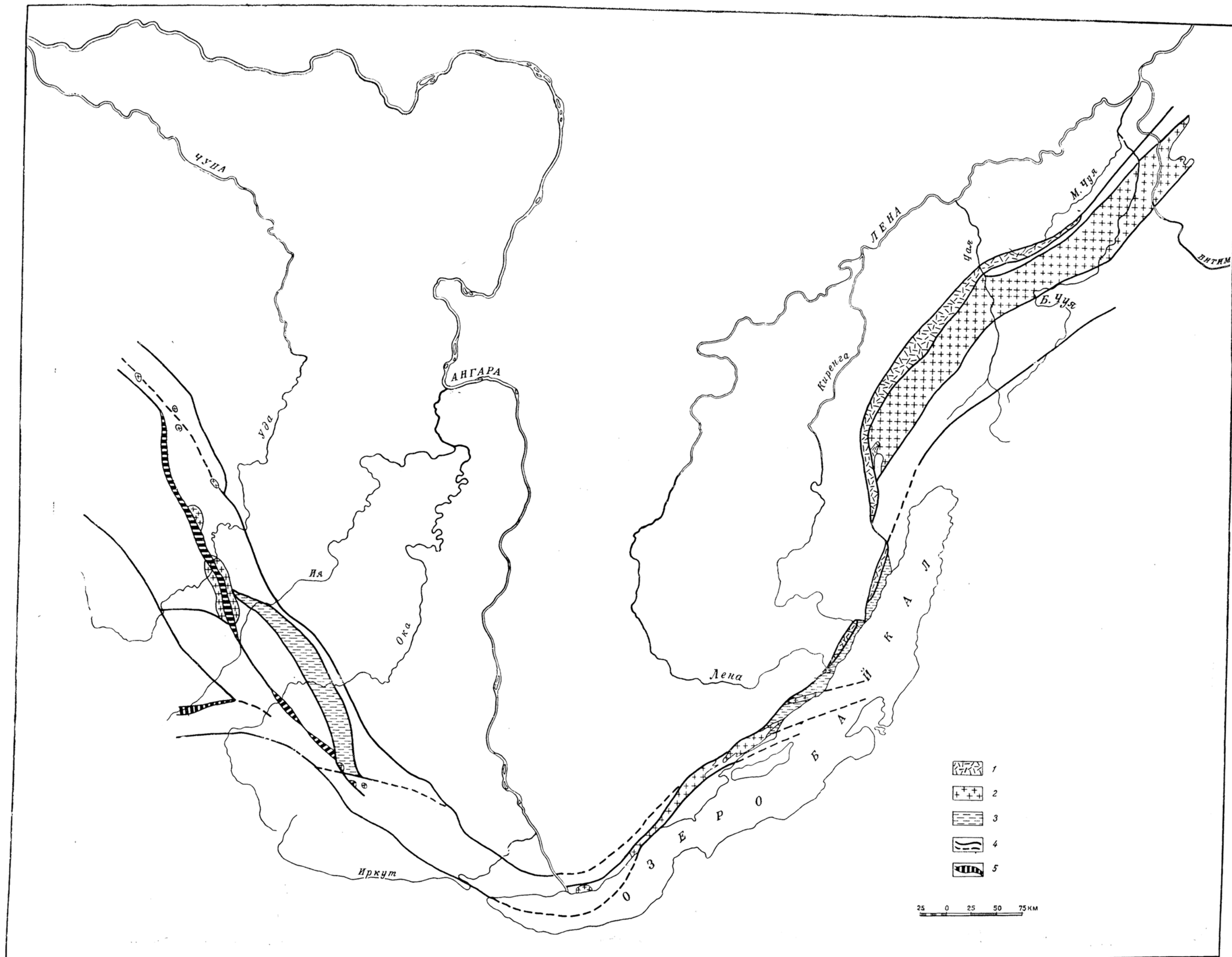


Рис. 15. Тектоническая схема краевой зоны южного окончания Сибирской платформы.

1 — позднекаледонские порфиры, внедренные вдоль великого краевого разлома; 2 — протерозойские граниты, внедренные вдоль зоны краевых разломов Сибирской платформы и позже катаклазированные и милонитизированные; 3 — полосы протерозоя, расположенные между краем платформы и площадями архея; 4 — линии важнейших докембрийских и каледонских надвигов зоны краевых разломов платформы; 5 — широкие полосы интенсивной милонитизации всех вмещающих пород, сопровождающие надвиги зоны краевых разломов (показаны только в саянской части зоны).

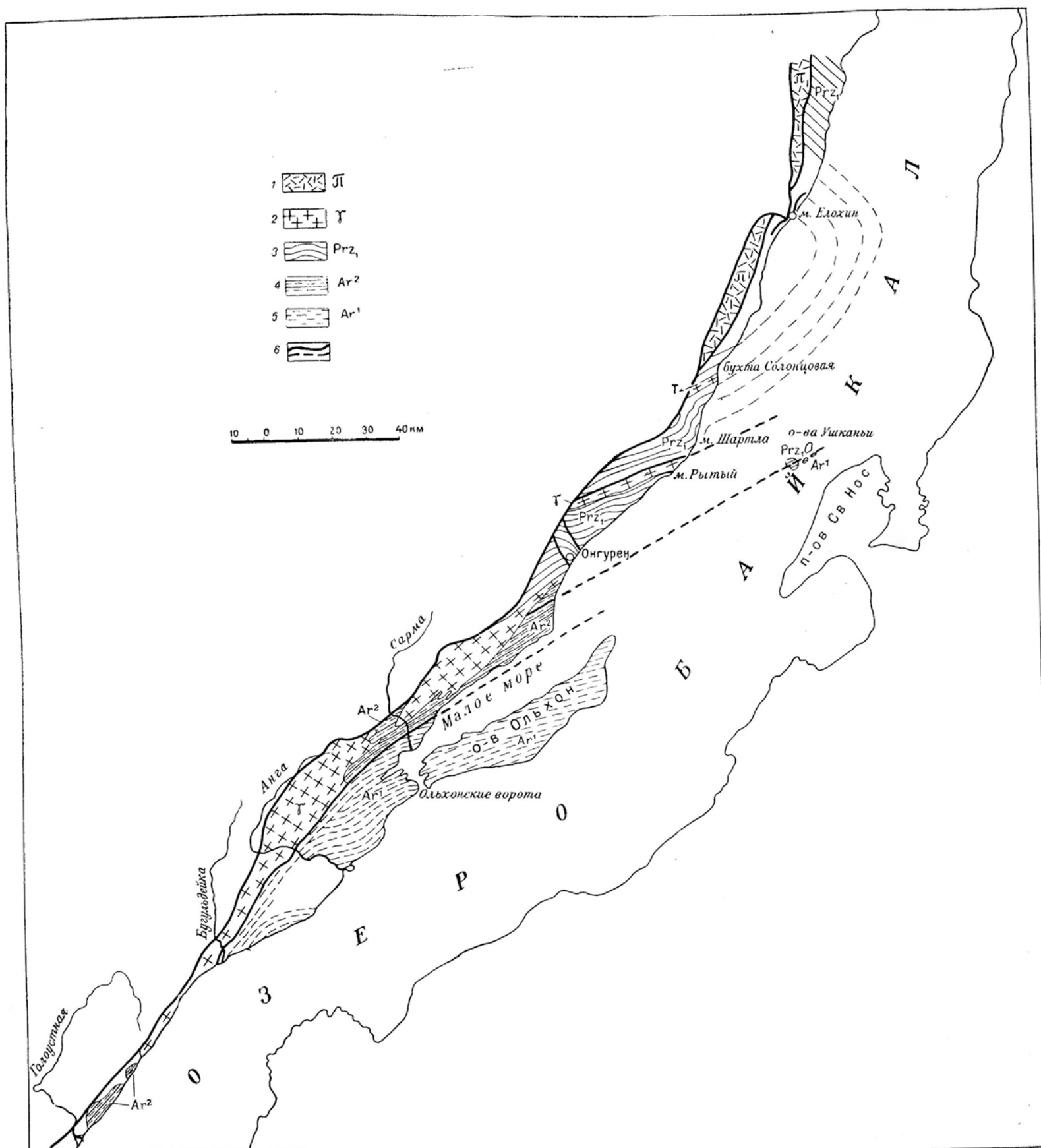


Рис. 16. Тектоническая схема полосы докембрия северо-западного побережья Байкала.

1 — позднекаледонские порфиры, внедренные вдоль зоны краевых разломов; 2 — протерозойские граниты, внедренные вдоль зоны краевых разломов Сибирской платформы и позже катаклазированные и милонитизированные; 3 — кварцито-филлитовая толща нижнего протерозоя; 4 — верхняя толща архея (приморский комплекс); 5 — нижняя толща архея (приольхонский комплекс); 6 — линии важнейших докембрийских и каледонских надвигов зоны краевых разломов.

А. А. АРСЕНЬЕВ и Е. А. НЕЧАЕВА

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

В нашей сводке¹ мы приняли следующие границы Байкальского нагорья: западное его подножие совпадает с границей между докембрием нагорья и палеозоем Сибирской платформы; далее к северо-востоку и востоку эта же тектоническая граница идет вдоль края Патомского на-

¹ Определение возраста магматических горных пород Байкальского нагорья чрезвычайно затруднено отсутствием в большей части нагорья осадочных отложений моложе докембрия. Поэтому по мере развития детальных работ выясняется более молодой, чем ранее предполагалось, возраст многих магматических тел. Так, за последние два года одними только исследованиями Лаборатории геологии докембрия выяснено, что для следующих магматических тел вероятен более молодой возраст, чем это принято в статье А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой: 1) большие массивы катаклазированных гранитов западного побережья Байкала, которые Е. В. Павловский и А. И. Цветков считали архейскими, как выяснили С. В. Обручев, и др. являются протерозойскими (см. статью в этом выпуске); 2) для зоны порфиров, тянущихся вдоль западной окраины Байкальского нагорья, которые в настоящей сводке отнесены к протерозою, более вероятен позднекаледонский возраст (см. ту же статью С. В. Обручева), 3) большой Чуйский (Витимо-Чуйский) массив, возраст которого до сих пор большинством геологов считался архейским, по исследованиям Д. А. Великославинского, М. М. Мануйловой и С. Б. Лобач-Жученко, состоит из гранитных тел двух разных этапов протерозойского магматизма; 4) большой Мамский (Ангари-Мамский) массив, который отнесен А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой к протерозою, по исследованиям А. В. Казакова, складывается в северо-западной части интрузиями разного возраста — протерозойскими и каледонскими; вывод этот подтверждается для восточной и южной частей массива новейшими работами других геологов; нефелиновые сиениты нагорья, которые считались принадлежащими единой интрузии Мамского массива, являются позднекаледонскими, а местами, может быть, даже мезозойскими.

Повидимому в дальнейшем, при детальных работах, будет выяснен более молодой возраст еще других магматических тел нагорья; особенно значительно будет увеличение каледонского комплекса, за счет пород, ныне принимаемых за протерозойские. В связи с этим распределение по возрастам, которое произведено авторами настоящей сводки, уже теперь в ряде случаев не точно и может оказаться еще более неправильным в дальнейшем. Но вместе с тем собранный авторами материал очень ценен для характеристики химического состава магматических пород петрографической провинции Байкальского нагорья в целом и, несмотря на дальнейшие изменения в определении возраста пород, послужит фактической основой для новых выводов. Поэтому редакция сочла возможным печатать сводку без новой переработки. Отметим, что повышенная щелочность пород нагорья, вероятно, в действительности связана не с протерозойским магматическим циклом, как предполагают авторы, а с каледонским.

В списке литературы приведены лишь некоторые новые статьи. Перечень старых работ, из которых заимствованы анализы, опубликован в известной «Истории геологического исследования Сибири» В. А. Обручева. — *Прим. ред.*

горья вплоть до р. Олекмы. Восточную границу нагорья мы проводим по водоразделу Олекмы и Алдана на юг до Олекминского Становика, т. е. до водораздела бассейнов Амура и Лены; по этому водоразделу граница идет на запад, пересекая р. Нерчу в верховьях и р. Нерчуган, и по водоразделу бассейнов Витима и Селенги переходит на водораздел притоков Селенги и р. Турки. По левому берегу последней граница выходит на Байкал в районе оз. Котокель и пересекает Байкал до его западного берега. Следовательно, в нашу сводку не входит южная часть Байкальского нагорья в понимании В. А. Обручева (1935, т. I, стр. 16, 17), который включал в нагорье также и Забайкалье до монгольской границы на юге и Яблонового хребта на востоке.

Мы приводим в сводке анализы некоторых пород, развитых вне указанных пределов, а именно — траппов бассейна р. Чары, имеющих большое сходство с диабазами и габбро-диабазам нагорья, и лейцититов, которые также, вероятно, принадлежат основной магме этой петрографической провинции.

Нормальные осадочные породы в Байкальском нагорье занимают не больше 5% всей площади, причем фауна известна только в кембрийских и юрско-меловых отложениях; остальные 95% территории сложены магматическими и метаморфическими породами.

Первые петрографические описания массивно-кристаллических пород из коллекции И. Я. Лопатина, собранной на большой территории Витимского нагорья, опубликованы Б. К. Поленовым в 1899 г. В это же время начались детальные исследования Патомского нагорья под руководством В. А. Обручева и А. П. Герасимова. Региональные петрографические работы по этому району были напечатаны в изданиях Геологического комитета В. А. Обручевым, А. К. Мейстером, А. П. Герасимовым и другими. Последние из этих работ были напечатаны в 1926 и 1929 гг.

Маршрутные исследования, отчеты о которых сопровождались обстоятельными петрографическими описаниями, в это же время были проведены к югу от Ленского района. В результате этих работ были получены первые данные о геологическом строении и магматических породах обширной области северо-западного Забайкалья и Патомского нагорья. Кроме регионально-петрографических описаний, были опубликованы и статьи о некоторых наиболее редких породах. Таковы, например, детальное описание нефелинового сненита из бассейна р. Ципи Ю. Ир. Половинкиной и статья о жильных щелочных породах бассейна р. Верхней Ангары Е. П. Молдаванцева. Первую сводку по петрографии нагорья по этим материалам составили уже в советское время В. И. Лучицкий и Е. А. Кузнецов, имевшие в своем распоряжении около сорока химических анализов различных горных пород.

Дальнейшее геолого-петрографическое изучение Байкальского нагорья после длительного перерыва возобновилось приблизительно с тридцатых годов. Но, несмотря на большое количество организаций, принимавших участие в геологических исследованиях, подробные петрографические характеристики горных пород имеются лишь в немногих работах.

Первый очерк вулканизма Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья дал В. А. Обручев в «Геологическом очерке Прибайкалья и Ленского района» (1932); в последующих сводных работах по геологии Сибири (1935—1938) и в первом томе «Стратиграфии СССР» (1939) эта сводка автором была расширена и дополнена.

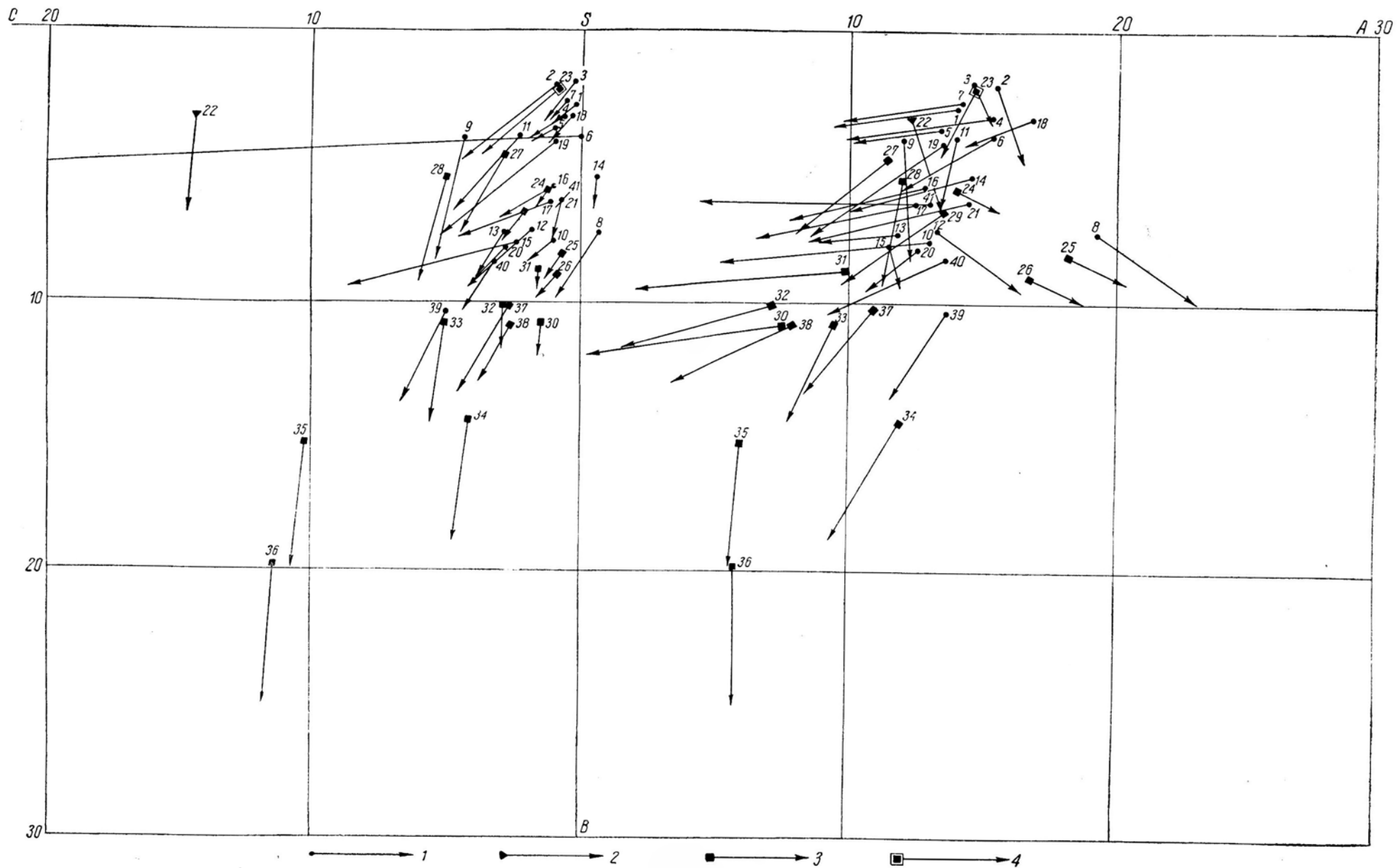


Рис. 1. Диаграмма химических составов магматических пород архея.
 1 — граниты; 2 — анортозит; 3 — гнейсы и гранито-гнейсы; 4 — алданский аляскит.

Согласно стратиграфическому разделению кристаллических и метаморфических сланцев на архейские и нижне- и верхнепротерозойские образования, В. А. Обручев выделил три основных магматических цикла соответствующего возраста. Из более молодых магматических пород Байкальского нагорья им указываются пластовые интрузии габбро-диабазов, относящиеся к карбону—перми, и молодые базальты верхнемезозойского и кайнозойского возрастов.

В. Н. Зверев, в статье по докембрию СССР, выделил в Прибайкалье три интрузивных цикла: архейский и два протерозойских. В сводке по Северо-Байкальско-Патомскому нагорью, составленной В. В. Домбровским, Чуйский гранитный массив отнесен к архею; почти все остальные интрузии в Патомском нагорье и Мамско-Ангарский массив автор считал после-силурийскими.

Е. В. Павловский (1948) несколько дополнил и расширил схему магматизма В. А. Обручева, выделив еще каледонский магматический цикл. Схема эта отчасти выдерживается в наиболее изученной части Западного Забайкалья и Патомского нагорья. В других районах Байкальского нагорья геологических и тем более петрографических данных было слишком мало, чтобы те или иные магматические породы можно было отнести к определенному этапу магматизма, и поэтому не случайно на геологической карте, приложенной к работе Е. В. Павловского, на большей части площади граниты остались нерасчлененными.

Краткую характеристику докембрийского магматизма восточной части описываемого района дал А. А. Арсеньев (1952).

Предлагаемый схематический обзор магматизма Байкальского нагорья, за недостатком фактических данных и ограниченным объемом настоящей статьи, не может претендовать на сколько-нибудь полную характеристику истории магматизма этой области. На основании имеющегося материала для области Байкальского нагорья в целом могут быть выделены следующие главнейшие этапы магматизма: архейский, протерозойский, палеозойский, мезозойский и кайнозойский. Удельный вес отдельных этапов совершенно не равноценен. Наибольшее развитие магматических образований относится к докембрию, тогда как позднейшие магматические проявления имеют ограниченное распространение и констатированы главным образом в южной части области.

В настоящем очерке мы не повторяем материалов, уже опубликованных А. А. Арсеньевым в предыдущем выпуске «Трудов Лаборатории геологии докембрия».

МАГМАТИЗМ АРХЕЯ

(рис. 1, табл. 1 и 2)

Общая характеристика архейского этапа магматической деятельности в пределах Байкальского нагорья была дана уже В. А. Обручевым (1939). Наиболее древними магматическими образованиями он считал те кислые и основные эффузивы, которые входят в состав архейских гнейсовых толщ; описаны различными геологами под названиями «геллефлинты», «порфиroidы» и «амфиболиты» и представляли первоначально покровы или потоки лав и пласты различных туфов, метаморфизованные вместе с вмещающими породами. Эти породы, главным образом амфиболиты, упоминаются многими исследователями, но принадлежность их к магматическим образованиям не всегда достоверна.

установлена. Сколько-нибудь детальные описания и химические анализы отсутствуют, и поэтому отнести эти породы к определенному этапу магматической деятельности и дать их петрохимическую характеристику нельзя.

Следующими по возрасту являются различные гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы, сиенито- и диорито-гнейсы, гнейсы и мигматиты, встречающиеся в различных местах нагорья и изученные многими исследователями. Расчленение этих пород на магматогенные и первично-осадочные также встречает значительные затруднения, а немногочисленность химических анализов (анализы 24—38) не позволяет в достаточной степени осветить закономерные особенности этой группы.

В пределах последней могут быть выделены два главных типа:

1. Породы, по петрохимическим особенностям отвечающие нормальным магматическим образованиям: гранитам (анализы 24, 27, 28), щелочным сиенитам и кварцевым сиенитам (анализы 25, 26), и средним породам — диоритам (анализы 34).

2. Породы, петрохимические особенности которых позволяют предполагать их первично-осадочное или гибридное происхождение (анализы 30—32, 35—38). Это — породы, бедные или очень бедные щелочами (в сумме которых преимущественно резко преобладает Na), с относительно высокими параметрами b , s и Q . Для них характерно несоответствие в соотношении щелочей, темноцветных компонентов и свободного кварца: богатство темноцветными минералами и одновременно кварцем при бедности щелочами, входящими в состав полевых шпатов.

По минералогическому составу различаются биотитовые, роговообманковые, плагиоклазовые и другие гранито-гнейсы и гнейсы. Возможно, что гранито-гнейсы Байкальского нагорья частично отвечают серым гранитам (трондьемитам) Алданского района, относящимся к первой фазе архейского интрузивного цикла Алданской плиты.

К следующей, наиболее молодой фазе архейского магматического цикла относятся аляскитовые граниты, прорывающие и мигматизирующие упомянутые гнейсы и кристаллические сланцы и перекрытые в свою очередь породами протерозойского метаморфического комплекса. Анализы и детальные описания гранитов позволяют охарактеризовать их более подробно.

Крупные интрузивные тела гранитов аляскитового типа описаны Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938а, 1938б) в Бугульдейско-Ангинском районе и на западном побережье Малого моря (западное Прибайкалье). Гранитные тела залегают в комплексе кристаллических сланцев архея и вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранню последних. Господствующий тип этих интрузий представляет средне- и крупнозернистые, существенно микропертитовые граниты с большим содержанием кварца и ничтожным количеством темноцветных компонентов, преимущественно биотита.

Местами широко развиты явления катаклаза, милонитизации и гнейсификации, обусловившие появление крупноочковых гнейсо-гранитов и разновидностей типичного гнейсового облика.

В петрохимическом отношении граниты этих интрузий характеризуются высоким содержанием щелочей и кремнекислоты, наряду с незначительным количеством щелочных земель, и принадлежат к типу аляскистов (анализы 1—7). Жильная серия интрузий представлена немногочисленными дайками аплитов и пегматитов.

Крупный Витимо-Чуйский (Чуйский) гранитный массив расположен в пределах Северо-Байкальского нагорья и залегает в кристаллических сланцах архея в виде узкой и длинной полосы, вытянутой в северо-восточном направлении, согласно простиранию вмещающих пород.

К востоку от оз. Байкал, в пределах центральной части Байкальского нагорья, огромные площади сложены гранитами, описанными Е. Д. Заклинской, Е. Д. Бобиным и К. И. Калининной. Степень детальности изучения этой области не позволяет сколько-нибудь определенно оконтурить архейские интрузии.

На восточном берегу Байкала, в нижнем течении р. Турки, архейские микроклино-плагиоклазовые аляскиты описаны Е. Д. Заклинской, по данным которой эти крупнозернистые граниты связаны постепенными переходами с мелкозернистыми аплитами, прорванными пегматитовыми жилами (анализы 18, 19).

В среднем течении р. Турки Г. А. Покатилов и А. С. Кульчицкий описывают Улан-Бургасскую интрузию порфировидных, биотитовых и амфиболо-биотитовых гранитов с переходами к гранодиоритам и граносиенитам (анализы 39, 40) и Шанталыкскую интрузию мелкозернистых, лейкократовых, биотитовых гранитов (анализ 41).

Типичные архейские граниты, крупнозернистые, лейкократовые, мяско-красного цвета, существенно состоящие из калинатрового полевого шпата и кварца, с постоянной примесью магнетита, по данным А. А. Арсеньева, широко развиты в северо-восточной части нагорья, в бассейнах рек Токко и Чары (анализы 20, 21).

Повидимому, также к архейскому этапу вулканизма относится интрузия фельдшпатолитов на Олекмо-Каларском водоразделе (анализ 22), описанная Е. С. Бобиным. Структурно-минералогическая характеристика фельдшпатолитов приведена в последней работе А. А. Арсеньева (1952).

Общая изученность архейских магматических пород Байкальского нагорья совершенно недостаточна для их сколько-нибудь достоверной петрологической характеристики, за исключением сравнительно детально изученной группы аляскитовых гранитов западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья и нескольких анализов гранитоидов бассейна р. Турки.

Сопоставление числовых характеристик архейских гранитов, вычисленных по А. Н. Заварицкому, и положения на диаграмме (рис. 1) соответствующих им векторов с аналогичными данными для гранитов по Р. Дэли, показывают, что большая часть архейских гранитоидов принадлежит кислым лейкократовым и богатым щелочами разновидностям гранитов. Величина Q , являющаяся показателем избытка кремнекислоты и равная для средних составов гранитов 28—30, для пород данной группы имеет повышенное значение — в пределах 31—37; некоторые разновидности этих пород по высокой кислотности приближаются к аляскитам. Векторы их расположены выше и более удалены от оси SB на плоскости ASB , по сравнению со средними гранитами, что указывает на небольшое содержание в породах феррических составных частей и на богатство их щелочами. Последнее сказывается также в малом значении параметра s , колеблющегося в пределах от -0.66 до $+1.10$, тогда как для средних составов гранитов оно равно $+2.4$ — 2.6 . Величина n , выражающая соотношение щелочей, в описываемых породах колеблется в широких пределах, но в целом среди них преобладают

представители калиевого ряда с очень высоким отношением калия к натрию. В петрохимическом отношении эти граниты близки к аляскитовым гранитам Алданского щита.

Наряду с этим главным типом выделяются некоторые разновидности, возникновение которых отчасти, повидимому, связано с ассимиляцией вмещающих пород. С одной стороны, описанные граниты переходят в натровые, богатые щелочами граниты (анализ 14) и нордмаркиты (анализ 8), с другой стороны — в нормальные щелочно-земельные граниты (анализ 20), плагиоклазовые граниты (анализ 9) и граносиениты (анализ 18). Породы Чуйского массива местами представляют собой отклонения к меланократовым разновидностям гранитов, реже граносиенитов, с очень высоким отношением калия к натрию (n равняется 27 и даже 22).

Порфиroidные биотитовые и биотито-роговообманковые гранитоиды Улан-Бургасской интрузии, обнажающейся в бассейне р. Турки (анализы 39, 40), по петрохимическим особенностям приближаются к граносиенитам и кварцевым сиенитам, отличаясь от средних типов более высоким отношением натрия к калию в сумме щелочей.

Делать какие-либо выводы по химизму основных пород преждевременно, так как для них имеется единственный анализ анортозита.

МАГМАТИЗМ ПРОТЕРОЗОЯ

(рис. 2, табл. 3 и 4)

Магматические образования протерозоя представлены разнообразными глубинными, гипабиссальными и эффузивными типами пород кислой, средней и основной магмы (от аляскитовых гранитов и нефелиновых сиенитов до габбро-пироксенитов и эссекситовых диабазов), среди которых преобладают интрузивные представители кислой и средней магмы.

Возраст этих магматических образований установлен на основании их активных контактов с осадочными отложениями протерозоя (Баргузинский район, Северо-Муйский хребет, Удокан, Патомское нагорье) и трансгрессивного залегания на них кембрийских осадков (Кидымитский район, Северо-Муйский хребет, Прибайкалье). В некоторых случаях их возраст не может считаться достоверно установленным.

К первой фазе протерозойского тектономагматического цикла относятся излияния кислых, средних и основных лав, пирокластические образования и зеленые сланцы, мощность которых местами достигает многих сотен метров (западное Прибайкалье, Северо-Байкальское нагорье и Баргузино-Цыпикинский район).

К следующей фазе магматизма (конец нижнего протерозоя) относятся внедрение небольших тел диоритов и габбро-диоритов и последующие крупные интрузии гранитоидов, преобладающих магматических образований протерозоя. Среди последних доминируют биотито-роговообманковые граниты, связанные разнообразными переходами с сиенитами и диоритами (вплоть до габбро-диоритов).

К наиболее молодым протерозойским образованиям относятся громадный Мамско-Витимский гранитный массив, граносиениты северо-западного Прибайкалья и, вероятно, значительно дифференцированные гранитоиды, широко развитые в Баргузино-Цыпикианском районе. Сюда же относятся мелкие гранитные массивы Витима, Патомского на-

горья и некоторые другие, и нефелиновые сиениты Северо-Байкальско-Ципиканского района.

Более точное определение возраста этих интрузий не представляется возможным: они могут относиться к концу нижнего протерозоя или к верхнему протерозою.

Группа основных пород, куда относятся оливиновые габбро и габбро-диабазы западного и северо-западного Прибайкалья и различные габбро-диориты, пироксениты и связанные с ними диориты центральной и восточной частей нагорья, относительно моложе гранодиоритов и пользуется небольшим распространением.

Часть основных жильных пород и некоторые эффузивы (трахитондные порфиры, кератофиры), условно включенные в протерозойский комплекс, возможно относятся к палеозою или даже нижнему мезозою.

Гранитоиды

Интрузивные представители кислой магмы, являющиеся наиболее распространенными в Байкальском нагорье магматическими породами, отличаются значительным разнообразием состава и структуры; в особенности это относится к жильным образованиям.

Граниты района Елохина мыса в западном Прибайкалье детально изучены Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936), считающими возраст интрузии нижнепротерозойским на основании установленного ими факта прорывания гранитами нижнепротерозойской осадочной толщи и трансгрессивного налегания на размытую поверхность гранита пород голоустенской свиты, которую они относят к верхнему протерозою.

Качественный минералогический состав пород этой интрузии отличается простотой и однообразием: микроклин-пертит, кислый плагиоклаз, кварц и биотит, преимущественно замещенный хлоритом. Спорадически появляется обыкновенная зеленая обманка.

Разнообразие гранитоидов определяется вариациями в количественных соотношениях породообразующих минералов (главным образом кварца и темноцветных минералов), которыми обусловлено существование серии переходов от нормальных гранитов через лейкократовые граниты к аплитам и нордмаркитам. Последние развиты преимущественно в жильной свите интрузий (анализы 20—27). Общей особенностью всех разновидностей, за исключением нормальных гранитов, являются повышенная щелочность и лейкократовый характер; лейкократовые граниты отличаются также повышенным содержанием свободной кремнекислоты и в петрохимическом отношении приближаются к архейским аляскитам (анализ 27).

Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая, местами порфировидная; часты переходы к плоскопараллельным текстурам, связанные с частичной перекристаллизацией.

Малые интрузии гранитоидов верхнепротерозойского возраста описаны Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938а, 1938б) в Бугульдейско-Ангинском районе и на побережье Малого моря. Состав гранитов разнообразен: встречаются биотитовые, мусковитовые, рогово-обманковые и эгирин-авгитовые разновидности. Авторы считают, что эти различия обусловлены ассимиляцией вмещающих пород.

Кроме гранитов, отмечаются дайки аплитов, пегматитов и кварцевые жилы. Для всех пород характерны гнейсовидные структуры, переходящие местами в катакlastические (анализы 28—31).

Граносиениты пользуются широким распространением в северо-западном Прибайкалье. По А. А. Арсеньеву, они составляют часть высокогорного плато Унгдар и верхнее течение р. Кунермы. Состав граносиенитов следующий: микроклин-микропертит (до 50% породы), альбит и альбит-олигоклаз (до 20%), кварц (до 20%) и темноцветные минералы, представленные моноклинным пироксеном, обыкновенной зеленой роговой обманкой и биотитом. Количество темноцветных компонентов обычно не превышает 10—15%, но в некоторых разновидностях достигает 20%. В краевой зоне массива, близ контакта с роговообманковыми архейскими гнейсами, граносиениты переходят в сиениты и меланократовые сиениты, что определяется повышением количества темноцветных минералов до 30—45% при содержании кварца около 3—5% (анализы 32—36).

Структура пород — гипидиоморфно-зернистая, порфировидная. Граносиениты в верховьях р. Кунермы отличаются гнейсовидной текстурой, а местами настолько развальцованы, что приобретают типичный облик очковых гнейсов.

Несколько севернее, в долине р. Окунайки, А. А. Арсеньевым описаны нормальные роговообманково-биотитовые граниты. Основным отличием Окунайского гранита от граносиенитов являются отсутствие пироксена, повышенное содержание кварца (до 30—35%) и меньшее количество темноцветных. В качестве примеси встречается флюорит; последний заполняет микроскопические трещинки и интерстиции между другими минералами (анализ 37).

Юго-восточную часть Северо-Байкальского нагорья составляет громадный Ангаро-Мамо-Витимо-Энгажимо-Жунинский гранитный массив (анализы 38—54).

Господствующим типом интрузии является биотито-роговообманковый микроклино-плагноклазовый гранит. В периферической части интрузии основность плагноклаза повышается, увеличивается роль темноцветных минералов, и граниты переходят в гранодиориты. На правом берегу р. Витима А. К. Мейстер указывает наличие адамеллитов и банатитов с гранулитовой структурой. В центральной части массива встречаются сиениты и, реже, щелочные сиениты со щелочными амфиболами и эггирином.

На территории Патомского нагорья граниты имеют ограниченное развитие среди метаморфической толщи протерозоя. В юго-восточной части района известны небольшие массивы: Джегдакарский и Бульбухтинский и Константиновские граниты. Ряд массивов описан в северной части района (бассейн р. Б. Патома). Преобладающим типом здесь является лейкократовый мусковитовый ортоклазо-плагноклазовый гранит с небольшим количеством биотита и спорадически встречающейся примесью граната и турмалина. В районе пос. Константиновского развиты микроклин-анортоклазовые граниты, сопровождающиеся серий даек гранитов и гранит-порфиров. Химический и минералогический составы последних в целом близки к породам интрузии (анализы 55—60) и основное различие между теми и другими заключается в их структурных особенностях.

На восточном берегу оз. Байкал в пределах Чевыркуйского хребта и в восточной части п-ова Святой Нос крупную интрузию биотито-роговообманковых гранитов и гранодиоритов описал П. Эскола. Числовая характеристика и положение на диаграмме векторов этих пород показывает, что они относятся не к гранодиоритам, а к граносиенитам.

С этой интрузией связаны крупные тела и дайки аплитов. В южной части полуострова, к краевой зоне интрузии, на контакте с известняками, ограниченное развитие имеют щелочные породы — эгирин-авгитовые граниты и своеобразные андрадитовые сиениты, получившие название «святоноситы». Петрографические особенности последних, так же как и их геологическое положение, являются достаточным доказательством связи образования этих пород с ассимиляцией карбонатного первично-осадочного материала вмещающей толщи (анализы 61—66).

Для гранитов восточного побережья Байкала, развитых к югу и юго-востоку от области исследования П. Эскола, имеются три анализа (анализы 67—69). В верхнем течении р. Турки и на междуречье Турки и Витима исключительно широкое развитие протерозойских гранитов (анализы 70, 71) отмечено К. А. Шахварстовой (цит. по А. А. Арсеньеву, 1952). Гранодиориты в бассейне р. Турки отмечены В. А. Гаврусевичем, причем автор относит их к архею. Петрохимические особенности этих пород (анализ 72) скорее отвечают кварцевому сиениту.

Преобладающим типом для Витимского плато, где развиты биотитовые и биотито-роговообманковые граниты являются нормальные граниты (анализ 73), местами переходящие в аплиты и кварцевые сиениты.

Далее к северо-востоку граниты слагают все среднее течение р. Витовые и биотито-роговообманковые граниты являются нормальные граниты с микроклином и кислым плагиоклазом (анализ 74); различаются мелко- и крупнозернистые и порфировидные разновидности. В бассейне рек Калакана и Калара, по А. А. Арсеньеву, аналогичные граниты связаны серией переходов с граносиенитами и сиенитами, которые местами содержат щелочной амфибол типа гастингсита и бледнозеленый моноклинный пироксен. Эндоконтактные изменения выражаются в повышении основности плагиоклаза, обогащении пород темноцветными минералами и спорадическом появлении примеси граната.

Магматические породы Баргузино-Ципиканского района, в результате широкого развития явлений ассимиляции и дифференциации, отличаются большим разнообразием, но в целом среди них преобладают биотитовые и биотито-роговообманковые граниты. Данные химического исследования последних, имеющиеся в нашем распоряжении, скорее соответствуют кварцевым сиенитам (анализы 75, 76), но незначительное количество анализов не позволяет распространить это заключение на общий состав пород района.

Менее распространены банатиты, кварцевые диориты, сиениты, монцититы и слюдяно-роговообманковое габбро (анализы 75—85, 169). Эндоконтактные фации крупных интрузий представлены пироксеновыми гранитами, кварцевыми сиенитами и эгирин-авгитовыми сиенитами (Чининский и Ципиканский районы) или серией более основных пород, от гранодиоритов и слюдяных диоритов до габброидов и амфиболитов. Некоторые из них, судя по петрохимическим особенностям, являются гибридными образованиями (анализы 78, 79).

В бассейне р. Светлой, по П. Эскола, преобладают гранодиориты и диориты, которые петрохимически ближе к граносиенитам и сиенито-диоритам.

В Витимско-Ципиканском районе породы, отвечающие монцититам (анализы 80—85), образуют небольшие интрузивные тела или краевые фации гранитных интрузий.

Сложно дифференцированные гранитоиды описаны А. К. Мейстером на левобережье р. Витима, ниже Парамского порога. Автор указывает

здесь нормальные биотито-роговообманковые, микропертитовые граниты, адамеллиты, гранодиориты, сиениты, монцониты, роговообманковое габбро и амфиболиты. Эти породы связаны постепенными переходами, определяющимися уменьшением содержания щелочей и кремнекислоты при соответственном возрастании основности плагиоклазов и количественного значения темноцветных минералов, и являются продуктами дифференциации одной родоначальной магмы; последняя представлена адамеллитами и монцонитами. От нее отделилась более щелочная ветвь — граниты и сиениты, а кроме того, обособилась щелочно-земельная магма, производными которой являются диориты, габбро и нориты (анализы 88—98).

Широким распространением пользуются граниты в Олекмо-Витимской горной стране, где во многих случаях (особенно в ее южной части) пока не представляется возможным достаточно определенно разграничить архейские и протерозойские интрузии. Граниты этой части горной страны имеют гипидиоморфно-зернистую структуру; преимущественно это породы крупнозернистые, реже мелкозернистые, местами порфириовидные. Преобладают нормальные биотитовые граниты, реже встречаются биотито-роговообманковые и двуслюдяные (анализы 94—96).

Преобладающим типом пород Большого Кодарского батолита является роговообманково-биотитовый гранит (анализ 171). По петрохимическим особенностям эта порода ближе всего стоит к среднему докембрийскому граниту (по Дэли), отличаясь от последнего повышенным содержанием кремнекислоты и свободного кварца и меньшим количеством полевых шпатов. Краевая зона интрузии представлена лейкократовыми пироксено-роговообманковыми гранитами (анализ 176), по высокому содержанию кремнекислоты и бедности темноцветными компонентами, отвечающими типу гранит-аплита. Породы жильной серии, связанные с данной интрузией, по петрохимическим особенностям аналогичны эндоконтактовым образованиям и также отвечают гранит-аплитам (анализы 174, 175). Внедрение интрузии предположительно относится к границе нижнего и верхнего протерозоя.

К верхнему же протерозою, вероятно, принадлежит интрузия гибридизированных гранитов в бассейне р. Сьюлбан. К поздней фазе этой интрузии относятся небольшие тела монцонитов, диоритов, габбро и гарцбургитов (анализы 178—180). Между отдельными членами этой серии наблюдаются резкие контакты, с развитием в контактовых зонах талька, амфибола и флогопита, но местами существуют и постепенные переходы.

Минералогический состав диоритов следующий: андезин № 45—47, биотит, буровато-зеленая роговая обманка; в подчиненном количестве присутствуют кварц и моноклинный пироксен. Структура — гипидиоморфно-зернистая. Числовая характеристика этой породы и положение ее вектора на диаграмме (анализ 178) показывают, что она относится не к типичному диориту, а к габбро-диориту.

Монцониты (анализ 179) состоят из лабрадора № 52—53, микроклина, кварца и темноцветных минералов, представленных красными биотитом, зеленой роговой обманкой и пироксеном. Структура — гипидиоморфно-зернистая, в отдельных участках монцонитовая. По своим петрохимическим особенностям эти породы скорее отвечают сиенитам или разновидностям, переходным между сиенитами и монцонитами; по сравнению с типичными представителями последних они зна-

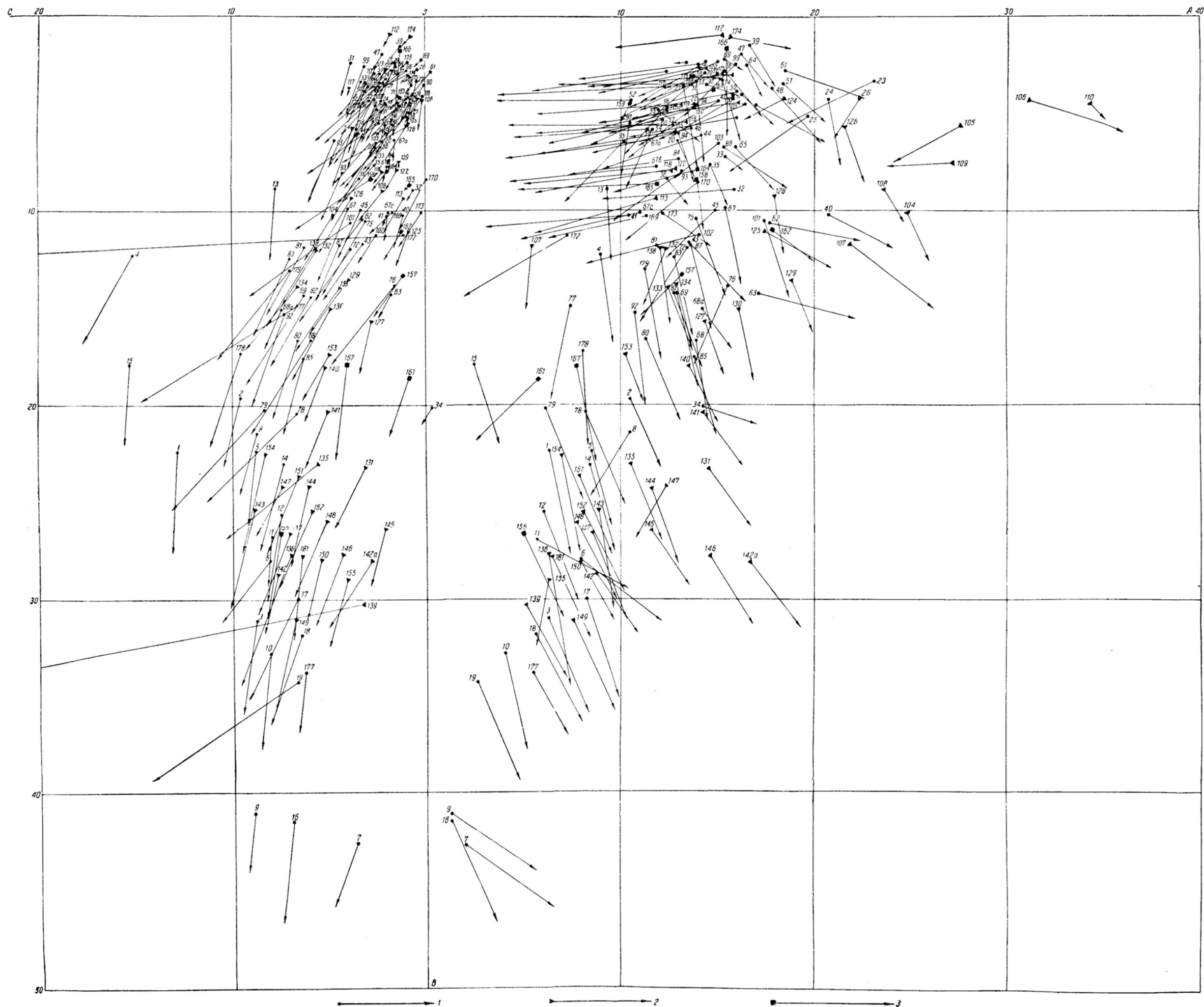


Рис. 2. Диаграмма химических составов магматических пород протерозоя.
 1 — интрузивные породы; 2 — жильные породы; 3 — эффузивные породы.

чительно беднее темноцветными минералами и отличаются повышенным содержанием кремнекислоты.

Гарцбургиты (анализ 180) существенно состоят из оливина и гиперстена; в небольшом количестве присутствуют флогопит и бурая роговая обманка. Структура породы — порфиоровидная, местами пойкилитовая. Содержание щелочей, полевошпатовой извести и кремнезема в этих породах выше, а содержание железа, магния и кальция, входящих в состав темноцветных минералов, ниже, чем в средних гарцбургитах (по Дэли); по всем параметрам своей числовой характеристики они ближе стоят к дерцолитам.

В бассейне р. Калара нормальные микропертитовые граниты (анализ 97), порфиоровидные, пиритизированные биотито-роговообманковые граниты (анализ 98) описаны Е. С. Бобиным, Е. В. Павловским и А. И. Цветковым. Эти же авторы указывают развитие граносиенитовых и сиенитовых разновидностей (анализы 99—101) к юго-востоку от Каларского района в пределах левобережья р. Олекмы (А. А. Арсеньев, 1952).

Граниты бассейна р. Нюкжи изучены А. П. Лебедевым (1935) по коллекции И. А. Ефремова. Минералогический состав этих пород следующий: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, сфен, апатит, магнетит. Структура — гипидиоморфно-зернистая. По одновременно высокому содержанию темноцветных минералов, кремнекислоты и свободного кварца эти граниты не соответствуют нормальным изверженным породам и, возможно, являются гибридными образованиями (анализ 169).

Гранитоиды Олекмо-Тунгирского водораздела и верховьев р. Олекмы мы условно относим к протерозою, хотя не исключена возможность их более молодого возраста (анализы 102, 103).

Интрузивные основные породы

Интрузивные основные породы имеют в пределах Байкальского нагорья ограниченное развитие и представлены обычно относительно небольшими интрузивными телами, залегающими среди гранитоидов и осадочных образований.

В западном и северо-западном Прибайкалье породы габбровой формации известны в нескольких местах.

В верховьях р. Тьи описан габбровый массив Иoko-Девырен, прорывающий метаморфическую свиту нижнего протерозоя. Массив сложен нормальным оливиновым габбро, в состав которого входят основной плагиоклаз (от лабрадора до анортита) и моноклинный пироксен-диаллаг. В центральной части массива отмечается присутствие ромбического пироксена, а в краевых частях развивается бесцветный амфибол. В районе с. Горемыки аналогичные породы изучены А. А. Якжиным, который выделяет следующие главнейшие разновидности: оливиновое и пироксеновое габбро и габбро-пегматиты.

Интрузия габброидов на побережье оз. Байкал у р. Тьи детально изучена А. А. Арсеньевым. Преобладающими разновидностями пород этого массива являются средне- и крупнозернистое диаллаговое габбро и сосюритизированное габбро; в центральной части массива спорадически встречаются в виде обособленных крупных даек и шлировых выделений оливиновое габбро-норит и габбро-порфирит. Краевую часть интрузивного тела слагают амфиболиты и тонкослоистые цонзито-актинолитовые сланцы, представляющие собой продукт изменения габбро процессами автометаморфизма. Структура господствующего типа габбро

друзитовая. В составе его преобладают плагиоклаз № 50—65, иногда зональный лабрадор с ядром, отвечающим № 59, и периферической каймой № 52, и моноклинный пироксен (диаллаг или авгит), окруженный каймой бурой роговой обманки. Встречаются мелкие зерна зелено-бурой шпинели и обычные вторичные минералы — тальк, серпентин и др. (анализы 1—5).

Южнее, в районе Малого моря и в Бугульдейско-Ангинском междуречье основные интрузии изучены Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938а, 1938б). В последнем районе наблюдается сложно дифференцированный массив, в котором авторы описывают пироксеновое и оливниновое габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, монцониты и полевошпатовые амфиболиты (анализы 6—12).

Основными факторами, обусловившими разнообразие петрографического состава интрузии, являются процессы дифференциации, но наряду с ними некоторую роль играли ассимиляция карбонатных осадочных пород и явления дислокационного метаморфизма. Несколькими необычный химический состав некоторых из указанных пород (анализ 69) подтверждает их гибридное происхождение.

Более мелкие штокообразные тела габброидных пород те же авторы описывают в районе Малого моря, где также, помимо нормального габбро, ими упоминаются гибридные породы с некоторым содержанием графита, образование которого связано с ассимиляцией вмещающих известняков (анализы 10—12).

Восточнее Байкала основные породы известны в нескольких местах: габбро, нориты и пироксениты в Баргузинском хребте; габбро-диориты по р. Намаме (бассейн р. Верхней Ангары); габбро-пироксениты и амфиболиты в долинах рек Ципи и Бамбуйки. Значительный массив габбро-диоритов на южном склоне Северо-Муйского хребта в бассейне р. Бухтарнака частично изучен А. А. Арсеньевым, а в восточной части также А. А. Семеновым. Господствующим типом здесь является крупнозернистый зеленовато-серый роговообманковый габбро-норит с явными признаками последующего окварцевания и автометаморфизма. Подчиненное значение имеет офитовое (роговообманково-авгитовое) габбро, также в значительной степени измененное постмагматическими процессами (анализы 13, 14).

В Северо-Муйском хребте выходят ультраосновные породы (серпентиниты), образующие самый крупный на р. Витиме Парамский порог.

Крупный габбро-норитовый массив описан в верховьях р. Калара. Петрохимически породы этой интрузии (анализ 177) приближаются к бойниту (габбро с бурой роговой обманкой) и среднему типу оливнинового габбро (по Дэли), отличаясь от последнего более меланократовым характером. Небольшие выходы основных пород — габбро, леиолитов и различных амфиболитов изучены А. К. Мейстером в пределах Патомского нагорья (анализы 15—19). Автор предполагает, что не все описываемые им основные породы имеют магматическое происхождение; некоторые разновидности амфиболитов, вероятно, образовались в результате контактового воздействия гранитоидной магмы на вмещающую толщу известково-мергелистых осадочных отложений.

Нефелиновые сиениты

Нефелиновые сиениты имеют на территории Байкальского нагорья весьма ограниченное развитие, но, вследствие значительного интереса, который представляют эти породы, мы выделяем их в особую группу.

Территориальная ассоциация нефелиновых сиенитов с гранитами и сиенитами протерозоя позволяет предполагать существование между ними генетической связи. В настоящее время известно семь выходов нефелиновых сиенитов в различных местах Байкальского нагорья. Пять из них тяготеют к северному окончанию оз. Байкал (Байкало-Ципиканский район) и, вероятно, имеют общие черты в отношении генезиса. Нефелиновые сиениты Чара-Токкинского междуречья и бассейна р. Ханы возможно более молодого возраста и, вероятно, могут быть сопоставлены с молодыми щелочными породами Алданского района.

Гнейсовидный нефелиновый сиенит описан А. А. Арсеньевым из бассейна р. Тыи в северо-западном Прибайкалье.

Эта серая среднезернистая порода с ясно выраженным гнейсовидным характером состоит из микроклин-пертит, железистого биотита (лепидомелана), нефелина, альбита № 8, канкринита, мусковита, анальцима, кальцита, минералов группы эпидота и рутила.

Нефелин выделяется своей свежестью, и лишь изредка в нем встречаются мелкие чешуйки мусковита, зернышки анальцима и пластинки канкринита. Распределение минералов в породе неравномерное, структура резко неравнозернистая; наряду с крупными (до 1,7 мм) зернами микроклина и нефелина присутствуют мелкозернистые участки, окаймляющие крупные зерна или вытянутые в виде полос. Особенностью данной породы являются отсутствие щелочных роговых обманок и эгирина и значительное развитие канкринита и кальцита.

Обособленное положение выходов нефелинового сиенита среди затеженного склона не позволяет установить его взаимоотношения с окружающими известковистыми метаморфическими сланцами, но можно предполагать, что повышенное содержание CaO в сиените связано с ассимиляцией последних (анализ 104).

Значительное распространение нефелиновых сиенитов отмечено в долине р. Левая Мама.

В северных частях этого участка, по В. Г. Дитмару, породы состоят из микроклина, альбит-олигоклаза, кварцем, зеленой роговой обманкой и биотитом; появляются авгит и эгирин-авгит. Далее к юго-западу кварц постепенно исчезает, микроклин вытесняется анортотомом ($2V = 52-55^\circ$) и появляется нефелин. В типичных нефелиновых сиенитах нефелин составляет от 10 до 35% породы. Преобладающими минералами являются микропертит и нефелин, в подчиненном количестве присутствуют альбит или альбит-олигоклаз, эгирин-авгит или эгирин, биотит или бурая или голубовато-зеленая роговая обманка.

Химические анализы 105—107 характеризуют жильные дифференциаты щелочной магмы: анализ 106 — жильный сиенит пегматитовой структуры, состоящий в основном из калинатрового полевого шпата и нефелина; анализ 107 — меланократовый лампрофир состава: нефелин, оливин, калинатровый полевой шпат и пироксен.

Нефелиновые сиениты, так же как и жильную свиту гранитоидов, широко развитую в верхнем течении рек Чаи и Мамы и представленную минеттами, вогезитами, малхитами, спессартитами, аплитами и пегматитами, В. Г. Дитмар относит к верхнему протерозою.

В долине р. Ангаджана на северном склоне Южно-Муйского хребта жильные нефелиновые сиениты обнаружены в россыпи. Состав этих пород, по Е. П. Молдаванцеву, следующий: полевые шпаты (микропертит, ортоклаз, альбит и отчасти альбит-олигоклаз № 14), нефелин, роговая обманка баркевикитового типа, биотит, диопсид и эгирин-авгит;

в виде примеси присутствуют апатит и ильменит. Структура — типичная гипидиоморфно-зернистая (анализ 108).

В Ципиканском районе нефелиновый сиенит обнаружен в двух местах: в долине рч. Улюгли, правом притоке р. Ципы, и на водоразделе верховьев рек Чина—Усой.

Нефелиновый сиенит рч. Улюгли, по данным Ю. Ир. Половинкиной, чрезвычайно близок к описанному выше сиениту из бассейна р. Тыи. Общими характерными чертами этих пород являются их лейкократовый характер, отсутствие щелочных темноцветных минералов и неравномернозернистая структура. Состав улюглинского нефелинового сиенита следующий: альбит, микроклин, нефелин, железистый биотит, канкринит, ильменит (анализ 109).

Нефелиновый сиенит верховьев р. Усой залегает среди пироксеновых сиенитов с эгирином, образующих краевую сиенитовую фацию гранитоидов, что сближает усойский нефелиновый сиенит с описанными выше нефелиновыми сиенитами верховьев р. Мамы.

Нефелиновые сиениты восточной части области, обнаруженные А. А. Арсеньевым в долине рч. Сакку, правого притока р. Хани (бассейн Олекмы), слагают штокообразный массив, прорывающий древние гранито-гнейсы. По Е. Н. Егоровой, эти среднезернистые полнокристаллические породы серовато-красного цвета состоят из калинатрового полевого шпата (48%), нефелина (35%), эгирина (12%), альбита (2.5%) и микроклина, натролита и биотита (2.5%). Помимо типичного нефелинового сиенита, здесь же встречены лейкократовые породы, почти целиком состоящие из ортоклаза с незначительной примесью микроклина, эгирина и натролита в псевдоморфозах по нефелину. Встречаются редкие зернышки сфена, апатита и граната (анализ 110).

Структура сиенитов — гипидиоморфно-зернистая, местами порфировидная.

Не исключена возможность, что ханинские и чара-токкинские нефелиновые сиениты, расположенные сравнительно недалеко от Алданского щита с его широко развитым молодым щелочным комплексом, также относятся к алданской послейорской щелочной провинции.

Пегматиты и гранит-пегматиты

Лейкократовые гранит-пегматиты и пегматиты, прорывающие толщу кристаллических сланцев протерозоя, образуют в пределах Северо-Байкальского и отчасти Патомского нагорий многочисленные интрузивные тела, обособленные жилы и крупнейшие инъекционные поля.

Преобладающими постоянными минералами гранит-пегматитов и пегматитов являются кварц и полевые шпаты; последние представлены калинатровыми разновидностями — ортоклазом и микроклином — и кислым плагиоклазом, преимущественно альбит-олигоклазом. Остальные, весьма разнообразные минеральные компоненты этих пород (свыше 30 различных минералов), в зависимости от того или иного генетического типа последних и характера вмещающих пород, появляются в различных разновидностях пегматитов и в количественном отношении представляют собой обычно незначительные примеси.

В целом, по минералогическому составу и петрохимическим особенностям, гранит-пегматиты близки к породам Ангаро-Мамского массива, отличаясь от их наиболее кислых и лейкократовых разновидностей глав-

ным образом структурными признаками и широким развитием пневматолитовых процессов (анализы 112—120). Возраст пегматитов не может считаться точно установленным. Некоторые исследователи считают их непосредственно связанными с Ангаро-Мамским массивом (П. К. Федоров), другие полагают, что инъекционная зона представляет иной тип интрузивной структуры, по времени формирования предшествующий интрузии гранита (В. В. Домбровский, В. А. Обручев).

Жильные породы

В эту группу нами условно выделены жильные породы, непосредственная связь которых с той или иной интрузией не может быть точно установлена. Большинство из них по территориальному распространению все же тяготеет к интрузиям гранитоидов и, вероятно, относится к жильной свите последних. Для некоторых жильных образований установить сколько-нибудь определенно генетическую связь с интрузиями по существующим фактическим данным не представляется возможным; возраст таких пород является условным.

Наиболее широко породы описываемой группы развиты в Витимканско-Ципиканском районе, где они детально изучены; здесь встречаются разнообразные жильные породы — от габбро-диоритов до сиенитов и аплитов.

Значительно распространены также диабазовые породы западного и северо-западного Прибайкалья и гранит-порфиры Северо-Байкальского нагорья. Остальные описания и анализы, имеющиеся в нашем распоряжении, относятся к случайным образцам жильных пород Олекмо-Витимской горной страны.

Нормальные гранит-порфиры Мамско-Чуйского района имеют типичную порфировую структуру. В аллотриоморфно- и гипидиоморфно-зернистой кварцево-полевошпатовой основной массе выделяются вкрапленники плагиоклаза, микроклина и кварца; последний присутствует не всюду. Гранит-порфиры близки по химическому составу к гранитоидам, относящимся к последней фазе протерозойского цикла магматизма (анализы 121—123). Нормальные гранит-порфиры отмечаются многими исследователями и в других районах нагорья, без достаточной петрографической характеристики.

Жильные породы, широко распространенные в пределах Витимканско-Ципиканского района, разделяются на следующие группы: 1) сиениты, нордмаркиты и сиенито-диориты, 2) лампрофиры, 3) эссекситовые порфиры и 4) нормальные габбро-диабазы.

Породы сиенитового ряда здесь представлены нормальными и щелочными биотитовыми и биотито-роговообманковыми сиенитами и более основными сиенито-диоритами. В Витимканском районе встречаются нордмаркиты с анортотомом и щелочной роговой обманкой, близкой к кросситу и гастингситу. Красная часть жил нордмаркита сложена кварцевым бостонитом со сферолитовой структурой.

Эгирин-авгитовые кварцевые сиенит-порфиры (дайки) обнаружены среди поля развития диоритов в Чининском районе (анализы 124—131).

Среди лампрофиров этого района исследователи выделяют кварцевые диориты, андезинофиры, малхиты (с лабрадором) биотито-роговообманковые спессартиты с ортоклазом (2.79%) и анортитом (2.83%) и камптониты с бурой баркевикитовой роговой обманкой и пироксеном (анализы 132—137).

Биотито-роговообманковый лампрофир с зональным плагиоклазом (от олигоклаза до лабрадора) описан Е. С. Бобиным из бассейна р. Калара (анализ 138). Вогезит с роговой обманкой двух генераций отмечен А. И. Цветковым в бассейне р. Дырынды (анализ 139).

В эссекситовых порфиритах Витимканского района вкрапленники представлены лабрадором и калиевым полевым шпатом; в основной массе присутствуют плагиоклаз (от альбита до андезина), пироксен, биотит и роговая обманка типа, промежуточного между баркевикитом и катафоритом (анализы 140—142).

Порода из бассейна р. Верхней Ангары, по петрохимическим особенностям близкая к эссекситовым порфирирам, изучена Е. П. Молдаванцевым и отнесена им к эссекситовому диабазу (анализ 142а). В составе ее участвуют ортоклаз (21.67%), плагиоклаз (20.48%), нефелин (15.62%), титанистый авгит (19.02%), оливин (9.73%), биотит (5.66%), титано-магнетит (5.28%) и кальцит (1.58%). Структура эссекситового диабаза близка к долеритовой. Тот же автор описывает из окрестностей Верхне-Ангарска меланократовый тешенит следующего состава: плагиоклаз № 35—50, титанистый авгит, оливин, баркевикит, биотит, титано-магнетит, апатит и анальцит. Жильный эссекситовый диабаз, залегающий в палеозойских гранитах Кыдымит-Туркинского района, упоминает К. А. Шахварстова (1948).

Группа жильных габброидов из Витимканского района включает габбро-сиенит (акерит) с бурой роговой обманкой и ортоклазом, обрастающим основной плагиоклаз, гналодиабаз-стекловатую порфировую породу с вкрапленниками основного плагиоклаза № 50—59 и протеробаз с магнетитом, красно-бурой роговой обманкой и структурой, близкой к интерсертальной (анализы 143—146).

Диабазовый порфирит из Ципиканского района был описан Б. К. Поленовым в 1899 г. Структура породы — типичная порфировая, вкрапленники представлены битовнитом, авгитом и биотитом. Пилотакситовая основная масса состоит из основного плагиоклаза, авгита и роговой обманки (анализ 147).

Нормальный диабаз из бассейна р. Калара, залегающий в виде крупного жлоподобного тела, отмечен Е. С. Бобиным (анализ 148). Мощные дайки кварцевых диабазов (конга диабазов) из Елохинского района западного Прибайкалья описаны Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936). В составе пород преобладают плагиоклаз № 35—55 и пироксен-диопсид геденбергитового ряда; в подчиненном количестве присутствуют кварц, гранофир, роговая обманка и акцессорные минералы (анализы 149—153).

В северо-западной части Байкальского нагорья мощные пластообразные тела диабазов из бассейна р. Чан (анализы 154—155) описывает В. В. Домбровский (1940).

Оригинальная порода невыясненного генезиса, обнаруженная в осыпи из долины р. Курумкана (бассейн Баргузина), описана П. Эскола под названием «орбикулит» (коллекция К. И. Висконта). Эта порода по составу отвечает олигоклазовому биотито-роговообманковому диориту и имеет резко выраженную шаровую текстуру: на фоне среднезернистой массы выделяются крупные сферониды плагиоклаза зонального строения. Мощная дайка аналогичного орбикулита встречена А. А. Арсеньевым в верховьях р. Калакана Каларского.

Довольно многочисленны жильные породы докембрийского возраста в пределах Витимо-Олекминской горной страны кратко описаны, без

химического их изучения, многими геологами. Здесь встречаются аплиты, гранит-порфиры, пегматиты, габбро-диабазы, порфириты, диориты и др. Следует упомянуть о широком развитии на площади всего нагорья кварцевых жил, которые более или менее детально изучались главным образом в Патомском нагорье.

Эффузивы

Эффузивные породы протерозойского цикла магматизма, в противоположность широко распространенным интрузивным и гипабиссальным образованиям, имеют на территории Байкальского нагорья ограниченное развитие.

В западном Прибайкалье к древним эффузивам Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938а, 1938б) относят значительно измененный вторичными процессами метаморфизованный диабазовый порфирит (зелено-каменные сланцы), залегающий в виде неширокой полосы на контакте архейских аляскитов с породами верхнего протерозоя (анализ 156).

В северо-западном Прибайкалье и Северо-Байкальском нагорье довольно значительное распространение имеют кварцевые и бескварцевые порфиры и ортофиры, слагающие на границе нагорья с Сибирской платформой широкую полосу, прослеживающуюся от района Елохина мыса на юго-западе до бассейна Чаи на северо-востоке. Возможно, что не все порфиры упомянутой полосы являются одновозрастными, а некоторые из них могут представлять гипабиссальные образования. В. А. Обручев и В. В. Домбровский относят эти порфиры к верхнему протерозою (В. А. Обручев, 1935).

В районе Елохина мыса кварцевые и кварцсодержащие порфиры этой зоны детально изучены Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936). Кварцевые порфиры содержат вкрапленники хлоритизированного темноцветного минерала, плагиоклаза, ортоклаза и кварца; последний иногда отсутствует, и такие породы авторы относят к кварцсодержащим порфирам. Основная масса существенно состоит из щелочного полевого шпата и кварца (анализы 157—166). Аналогичные кварцевые порфиры обнаружены и в бассейне рек Ирели и Кунермы.

Экструзивный комплекс ортофинов и кварцсодержащих порфиров в бассейне рек Кунермы и Окунайки описан А. А. Арсеньевым. Господствующим типом этого комплекса являются ортофиры. Вкрапленники, количество которых достигает 25%, представлены в этих породах альбитом № 1—10 и микропертитом, изредка также голубовато-зеленым амфиболом, почти нацело замещенным хлоритом. Основная масса существенно состоит из щелочных полевых шпатов, с примесью некоторого, обычно незначительного, количества первичного кварца и иногда амфибола. По петрохимическим особенностям эти породы являются экструзивными аналогами граносиенитов Унгдара (анализы 161—162).

В бассейне р. Лимпей покровы кварцевых порфиров, мощностью до 150 м, залегают, по исследованиям В. Г. Дитмара, на дислоцированной свите седиментогенных пород протерозоя и перекрыты базальными конгломератами кембрия, включающими валуны порфиров. Вкрапленники порфиров представлены микроклин-пертитом и кислым плагиоклазом, реже встречаются кварц и амфибол. Основная масса состоит из щелочных полевых шпатов и кварца (анализ 163).

В пределах Ципиканского района и Южно-Муйского хребта комплекс кварцевых кератофинов и их туфов согласно залегает на протеро-

зойских сланцах и рассланцован совместно с последними. Аналогичные породы, значительно измененные вторичными процессами, указываются также в районе Намамы и в Витимканском районе. В Северо-Муйском и Делюн-Уранском хребтах описаны рассланцованные кварцевые порфиры, переслаивающиеся со сланцами, и более светлые туфовидные кварцевые порфиры эффузивного облика с трахитоидной основной массой. Вкрапленники в них представлены кварцем, микропертитом и крайне редко плагиоклазом (анализы 164—167). Эти породы несколько отличаются своей свежестью и, возможно, относятся к более позднему магматическому циклу.

Магматические образования протерозойского возраста, в особенности представители глубинной серии, очень разнообразны по химическому и минералогическому составам (от аляскитов и нефелиновых сиенитов до монзонитов и габброидов), но в общем в этой серии преобладают граниты и граносиениты, связанные постепенными переходами с сиенитами.

Числовые характеристики и проекции векторов доминирующих пород глубинной серии — гранитов и граносиенитов — на диаграмме А. Н. Заварицкого показывают преимущественное отклонение этих пород от средних типов в сторону некоторого повышения щелочности и значительного пересыщения глиноземом (за исключением группы наиболее щелочных пород, где кальций и магния нередко преобладают над глиноземом). Это выражается смещением на диаграмме точек наших пород вправо относительно средних гранитов и граносиенитов и крутым поворотом соответствующих им векторов влево в плоскости ASB (рис. 2). Содержание кремнекислоты значительно варьирует, но с его уменьшением в большинстве случаев не наблюдается пропорционального падения содержания щелочей, что определяет преобладание серии переходов граниты—граносиениты—кварцевые сиениты и подчиненное значение ряда гранодиорита—диорита.

Породы основной магмы имеют в протерозойском этапе вулканизма подчиненное значение. Значительное рассеивание по вертикали на диаграмме соответствующих им точек обусловлено вариациями в составе пород этой группы от наиболее меланократовых разновидностей — габбро-пироксенитов, лерцолитов и горнблендитов — до нормального габбро и лейкократовых габброидов несколько повышенной щелочности.

Эффузивная серия представлена исключительно породами средней и кислой магмы, с преобладанием последних; петрохимические особенности их тождественны особенностям соответствующих глубинных пород данного магматического цикла.

Общие контуры роя векторов для пород протерозойского этапа вулканизма имеют вид полосы, сдвинутой вправо по отношению к типичным щелочно-земельным ассоциациям и несколько загнутой влево к верхней части проекции ASB . Это позволяет считать данную серию в целом промежуточной между известково-щелочными и типичными щелочными ассоциациями.

Породы жильной свиты интрузий в общем повторяют петрохимические особенности последних, но соответствующие им точки шире рассеяны на диаграмме и на плоскости ASB . Наряду с полосой, совпадающей с осевой линией общего роя векторов пород протерозойского этапа вулканизма, для них намечается побочная щелочная ветвь — от эссекситовых диабазов и эссекситов до щелочных сиенитов и нордмаркитов.

В территориальном распространении протерозойских гранитоидов различного петрохимического облика намечаются некоторые закономерности. Так, в западном Прибайкалье преобладают граниты с повышенным содержанием кремнекислоты, местами (район Елохина мыса) дающие отклонения к типу нордмаркита. Эта тенденция к повышению содержания щелочей и кремнезема сближает протерозойские интрузии западного Прибайкалья с гранитами архейского этапа вулканизма.

В северной части Олекмо-Витимской горной страны и Патомском нагорье преобладающую роль играют средние, нормальные граниты и подчиненное значение имеют граниты с повышенным содержанием кремнекислоты.

Иная картина намечается для центральных районов Байкальского нагорья, где резко преобладающим типом интрузивных пород являются граносиениты и кварцевые сиениты, в основном определяющие общий характер этой петрографической провинции. Преимущественное развитие их отмечается в северо-западном Прибайкалье, в пределах Ангаро-Витимо-Мамско-Энгажиминского массива, в Баргузино-Ципиканском районе и в верхней части бассейна р. Олекмы.

Подчиненное значение в пределах северо-западного Прибайкалья и Ангаро-Мамско-Ципиканского района имеют субщелочные и щелочные сиениты, появление которых подчеркивает субщелочной характер магматизма этой области.

В Ангаро-Мамско-Ципиканском районе, тяготеющем к северному концу Байкала, сосредоточены почти все выходы нефелиновых сиенитов, известные в пределах Байкальского нагорья.

МАГМАТИЗМ ПАЛЕОЗОЯ

(рис. 3, табл. 5 и 6)

Выделение магматических образований, относящихся к палеозойскому циклу магматизма, встречает значительные затруднения, обусловленные весьма ограниченным развитием в пределах Байкальского нагорья фаунистически охарактеризованных осадочных отложений, возраст которых может быть установлен с достаточной определенностью. По имеющимся данным, к изверженным породам палеозоя в Байкальском нагорье, вероятно, относятся небольшие интрузии гранитоидов гипабиссального типа, имеющие ограниченное развитие в бассейне р. Витима.

Общими особенностями их являются малые размеры интрузивных тел, разнообразие структуры и постоянные вариации в количественных соотношениях между породообразующими минералами, определяющие существование ряда переходов от лейкократовых гранитов до гранодиоритов и граносиенитов.

В Кидымитско-Туркинском районе, по К. А. Шахварстовой (1948), небольшие интрузии гранитов прорывают и метаморфизуют песчано-карбонатные отложения кембрия с водорослями и археоциатами. Верхняя возрастная граница этих интрузий определяется присутствием гальки слагающих их пород в юрско-меловых конгломератах.

Текстура пород варьирует от равнозернистой до порфировидной и порфировой; структура обычно гипидиоморфно-зернистая или микропегматитовая, реже пойкилитовая. Состав пород также разнообразен и непостоянен. Преобладающим типом является биотитовый гранит. Пол-

чиненное значение имеют биотито-роговообманковые и роговообманковые породы, причем наблюдается серия переходов к лейкократовым гранитам, граносиенитам и сиенитам и гранодиоритам (анализы 1—7): характерно полное отсутствие гнейсовых текстур и следов катаклаза.

А. А. Арсеньев относит к палеозойскому возрасту небольшие интрузии лейкократовых биотитовых гранитов, прорывающие протерозойские граниты и габбро-диориты в пределах Южно-Муйского хребта (анализ 9) и Муйско-Куандинской депрессии. В составе гранитов преобладают альбит или альбит-олигоклаз и калиевый полевой шпат; биотит вместе с акцессорными минералами составляет не более 4—5%. Структура пород изменяется от гипидиоморфно-зернистой до пойкилитовой. В Южно-Муйском хребте с палеозойскими гранитами связаны крупные дайки розовых лейкократовых гранит-порфиров.

Ближние по составу биотитовые лейкократовые граниты (анализ 8) и гранит-аплиты в среднем течении р. Витима отмечает Ю. К. Дзевановский (1946), который считает их мезозойскими.

В бассейне р. Нюкжи к верхнепалеозойскому возрасту А. П. Лебедев относит своеобразный эпидотовый диорит. Структура породы — гипидиоморфно-зернистая. Минералогический состав: плагиоклаз, амфибол, биотит, кварц, эпидот, мусковит, сфен, магнетит и пирит (анализ 10).

Несмотря на небольшое количество анализов, имеющихся для палеозойских магматических пород, наблюдается рассеивание их точек на диаграмме (рис. 3). Вариации в петрохимических особенностях палеозойских гранитов отвечают разнообразию минералогического состава последних. Наряду с породами, близкими к нормальным гранитам и гранодиоритам, выделяются разновидности аляскитового характера, бедные фемическими компонентами породы субщелочного типа, векторы которых на проекциях *ASB* и *CSB* сдвинуты вправо и занимают промежуточное положение между векторами нормальных и щелочных гранитов. Большинство пород пересыщено глиноземом, что выражается пологим наклоном их векторов влево на плоскости *ASB*, но встречаются граниты, в которых магнезия преобладает над глиноземом. Особенностью почти всех этих магматических образований палеозоя является несколько повышенное отношение калия к натрию.

Обособленное положение среди палеозойских интрузий занимают биотитовые и биотито-роговообманковые гранитоиды бассейна р. Нерчугана (анализы 11—14). Некоторые разновидности этих пород содержат щелочные темноцветные минералы.

По своим петрохимическим особенностям гранитоиды этой группы не имеют аналогов среди нормальных изверженных пород (за исключением альвана) и сходны с архейскими гранито-гнейсами и гнейсами, которые предположительно образовались за счет осадочных пород. Подобно последним, описываемые гранитоиды отличаются несоответствием в соотношении полевых шпатов, темноцветных компонентов и свободного кварца; эти породы, богатые щелочами и полевошпатовой известью, обладают высокой кислотностью и богатством темноцветными минералами. Величина *Q*, равная для средних типов гранитов 26—30, для большинства пород данной группы достигает 36—43, а величина параметра *s* равна 78—81; по высокой кислотности они соответствуют аляскитам или превышают последние. Наряду с этим значение параметра *b*, равное для средних гранитов 4.4—6.5, а для аляскитов — 2.4, достигает для нерчуганских гранитоидов 8.6—16.9.

Точки данных пород смещены относительно средних гранитоидов в сторону оси *SB* в левой и правой частях диаграммы (рис. 3). Векторы их расположены ниже и очень полого наклонены влево в плоскости *ASB*, что указывает на относительное богатство пород темноцветными компонентами и сильное пересыщение глиноземом. Все эти особенности соответствуют не нормальным изверженным породам, а скорее продуктам контаминации гранитной магмы или метаморфизованным первично-осадочным образованиям.

МАГМАТИЗМ МЕЗОЗОЯ

(рис. 3, табл. 5 и 6)

Интрузивные породы мезозойского цикла магматизма в пределах описываемой территории известны в бассейне р. Нюкжи.

Гранодиориты и диориты послееюрского возраста, развитые в бассейне Средней и Верхней Ларбы (правые притоки р. Нюкжи), описаны В. С. Соболевым (1933). Структура пород — гипидноморфно-зернистая. Минералогический состав гранодиоритов: ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. Числовые характеристики гранодиоритов и положение на диаграмме соответствующих им векторов (анализы 15, 16) показывают, что по повышенному содержанию щелочного полевого шпата и темноцветных компонентов эти породы скорее относятся не к гранодиоритам, а к граносенитам (большее значение параметров *a* и *b* и меньшее значение величин *c* и *n* в данных породах по сравнению со средними гранодиоритами). Точки их на диаграмме в проекциях *ASB* и *CSB* сдвинуты вправо по отношению к среднему гранодиориту, и векторы в плоскости *CSB* более полого наклонены влево, что свидетельствует о повышенной щелочности данных пород и менее высоком отношении натрия к калию в сумме щелочей (рис. 3).

Минералогический состав диоритов: плагиоклаз № 33 и роговая обманка, в незначительном количестве кварц и ортоклаз. Диориты по меланократовому характеру ($b = 18.38$) и пониженной кислотности ($s = 64$ и $Q = -0.8$) отвечают среднему типу кварцевого габбро (анализ 17).

К мезозою А. П. Лебедев относит залегающие в гнейсах дайки монцонитов и спессартитов в бассейне р. Нюкжи.

Структура первых — преимущественно монцонитовая. Состав: плагиоклаз, ортоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит и кварц. По своим петрохимическим особенностям монцониты отвечают ряду монцонита и ближе всего стоят к гребанту (анализ 18).

Структура спессартита — порфировая, вкрапленники представлены роговой обманкой. Основная масса состоит из плагиоклаза с небольшим количеством ортоклаза и кварца (анализ 19). Числовая характеристика спессартита близка к параметрам андезита с несколько повышенной щелочностью (величина *a* несколько больше и *c* — несколько меньше соответствующих параметров для среднего типа андезита). От спессартита и лампрофиров вообще данная порода резко отличается относительно малым значением параметра *b*, равным 13.9, тогда как в спессартите оно достигает 23 (рис. 3).

В верховьях рек Олекмы и Витима развит экстррузивный комплекс кислых, средних и основных пород, среди которых преобладают квар-

цевые порфиры, сиенит-порфиры и различные порфириты и подчиненное значение имеют трахиандезиты и трахидолериты. Породы экструзивного комплекса залегают в виде покровов и даек, секущих протерозойские граниты и гнейсы; верхняя возрастная граница определяется присутствием их гальки в конгломератах юрско-меловой (тургинской) свиты.

Южнее в пределах Хилокско-Удинского района аналогичные эффузивные породы, детально изученные авторами настоящей статьи, относятся к нижнемезозойскому вулканическому циклу.

Экструзивные кварцевые порфиры и кварцевые сиенит-порфиры описаны Ю. К. Дзевановским (1946) в бассейне р. Витима и на Витимо-Олекминском водоразделе. Кварцевые порфиры залегают здесь в виде покровов и даек (анализы 20, 21).

Экструзии основных пород широко распространены в долине р. Витима выше устья р. Калакана. Здесь развиты многочисленные дайки и, реже, небольшие покровы диорит-порфиритов, диабазовых порфиритов и плагиоклазовых порфиритов (анализы 22, 23). Диорит-порфириты содержат вкрапленники основного андезина и обыкновенной роговой обманки в гипидиоморфно-зернистой основной массе из андезина и той же роговой обманки, с небольшой примесью кварца.

Диабазовые порфириты содержат вкрапленники лабрадора и авгита в офитовой основной массе, состоящей из лабрадора и авгита. Андезитовый порфирит с пилотакситовой структурой основной массы описан из долины р. Ципы (анализ 24).

Биотито-пироксеновые и биотито-роговообманковые порфириты и мелафиры доюрского возраста отмечены в верховьях рек Олекмы и Тунгира (анализы 25, 26).

Кварцевые и фельзитовые порфиры эффузивного характера из южной части Байкальского нагорья без достаточной петрографической характеристики отмечали многие геологи.

В Кидымитско-Зазинском районе покровы ортофиоров нижнемезозойского возраста, перемежающиеся с туфами, залегают на размытой поверхности гранитов палеозоя (Шахварстова, 1948). Подчиненное значение в этом комплексе имеют трахиандезиты и трахидолериты.

К несколько более позднему времени относится, вероятно, формирование зазинских и поливцевских «палеобазальтов» (бассейн верхнего течения р. Витима), покровы которых пересланяются с осадочными отложениями тургинской свиты. Галька «палеобазальтов» встречена в тургинских конгломератах на р. Зазе и на Витиме. Центральные части покровов хорошо раскристаллизованы и почти лишены пор; в краевых частях породы изобилуют порами и имеют типичный лавовый характер: породы характеризуются палеотипным обликом. Вкрапленники лабрадора № 60—65; основная масса имеет долеритовую или интерсертальную структуру и состоит из лабрадора № 52—53, авгита, рудного минерала и биотита (анализы 27, 28).

В Туркинско-Баргузинском районе Л. И. Салоп относит к мезозою дайки оливиновых габбро-диабазов, секущие докембрийские граниты и гнейсы. Породы отличаются исключительной свежестью.

Наконец в северо-восточной части области, уже в пределах Сибирской платформы и северо-восточной окраины Патомского нагорья, известны пластовые залежи и дайки основных пород, фигурирующих под общим названием «траппы». Они отмечены в районе Мачинского тракта, в нижнем течении рек Токко и Чары и в других местах (анализы 29—35).

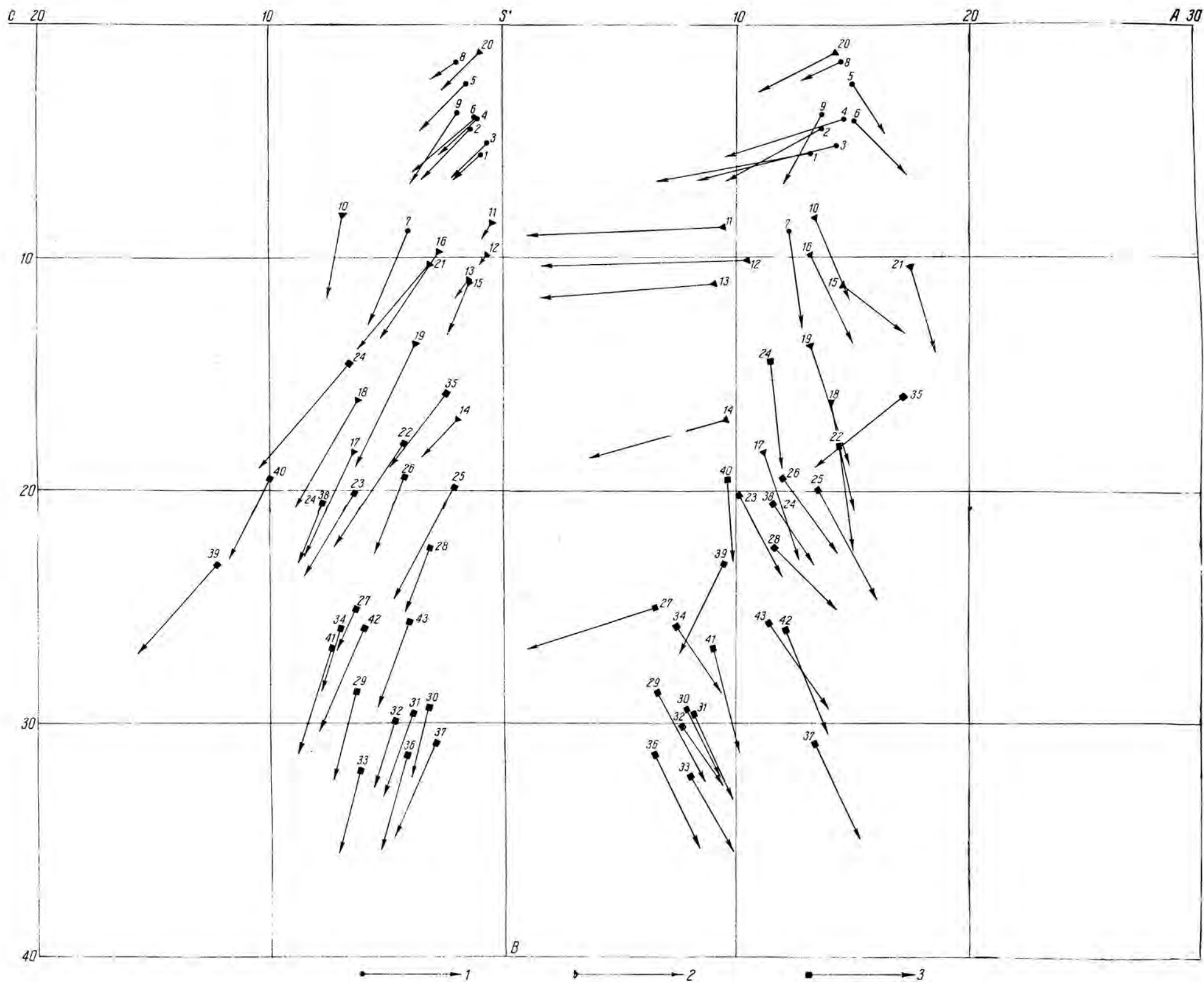


Рис. 3. Диаграмма химических составов магматических пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя.
1 — палеозойские породы; 2 — мезозойские породы; 3 — кайнозойские породы.

В Чара-Токкинском районе мы (Арсеньев и Нечаева, 1947) выделили две главные разновидности рассматриваемых пород: габбро-диабазы и диабазовые порфириты. Последние слагают преимущественно эндоконтактовые зоны пластовых тел и крупных даек габбро-диабазов и связаны с последними совершенно постепенными переходами, но встречаются и самостоятельно, отличаясь, однако, меньшим распространением.

Возраст траппов по аналогии со сходными породами, имеющими широкое распространение в пределах Сибирской платформы, считается нижнемезозойским.

В гальках нижнего течения рек Чары и Олекмы А. А. Арсеньевым обнаружены щелочные, основные породы — лейцититы, представляющие, вероятно, наиболее поздние дериваты основной (трапповой) магмы Сибирской платформы. Минералогический состав лейцититов: лейцит, флогопит, моноклинный пироксен, хлорит, кальцит, рудный минерал и апатит. Структура породы — порфировая; вкрапленники представлены лейцитом и изредка моноклинным пироксеном.

В разнообразном магматическом комплексе мезозоя намечается значительное преобладание пород средней и основной магмы. Породы кислой магмы представлены чрезвычайно лейкократовыми разновидностями, богатыми кремнекислотой, чему отвечают повышенное значение величин Q и s и очень малая величина параметра b , равная всего лишь 1.2, тогда как для средних составов кварцевых порфиров (по Дэли) она равняется 5.7.

Экструзивные аналоги сиенитов принадлежат к субщелочному типу и отличаются от среднего состава сиенитов более лейкократовым характером и повышенным содержанием щелочей; вектор их на диаграмме занимает промежуточное положение между точками, отвечающими составу средних и щелочных сиенитов (рис. 3).

Среди основных пород мезозоя, описанных различными исследователями Байкальского нагорья под названиями «базальты», «мелафиры» и «порфириты», выделяются две группы. Преобладающее значение имеют породы, по петрохимическим особенностям соответствующие типу андезито-базальта с повышенным содержанием щелочей, от которого намечаются отклонения как в сторону еще большей щелочности, до пород, промежуточных между трахидолеритами и трахиандезитами, так и к нормальным андезито-базальтам и андезитами. Векторы этих пород в проекциях ASB и CSB сдвинуты вправо по отношению к средним андезито-базальтам.

Обособленную группу представляют собой габбро-диабазы и диабазовые порфириты юго-восточной окраины Сибирской платформы и Патомского нагорья, часть которых по химическому составу соответствует плато-базальтам. Наряду с этим некоторые разновидности этих пород отличаются более меланократовым характером и повышенной щелочностью, отклоняясь к анальцимовым базальтам и кринанитам (анализы 32, 33), или соответствуют средним диабазам (анализ 34).

МАГМАТИЗМ КАЙНОЗОЯ

(рис. 3, табл. 5 и 6)

К кайнозойскому магматическому циклу в Байкальском нагорье относятся покровы базальтов, залегающие на эродированной поверхности всех более древних геологических образований вплоть до осадочных от-

ложений верхнего мезозоя и рыхлых отложений третичного возраста. Наиболее крупный покров базальтов (мощностью 20—25 м) расположен в верховьях Витима и на его левобережье и захватывает бассейны рек Джалинды и Амалата. Здесь в настоящее время известны три хорошо сохранившихся вулкана с кратерами в центре, носящих названия «Вулкан Обручева», «Вулкан Мушкетова» и «Вулкан Лопатина».

Мощные покровы молодых базальтов и их туфов в хребте Удокан обнаружены и описаны А. А. Арсеньевым.

Можно предполагать, что не все основные эффузивы кайнозоя строго одновозрастны; вполне вероятно наличие нескольких этапов излияний в течение третичного и четвертичного периодов.

Магматические образования кайнозоя представлены исключительно излившимися дериватами основной магмы (анализы 36—43), среди которых имеются переходы от нормальных базальтов до щелочных пород, эффузивных аналогов эссекситового габбро, муджиерита и тералита. Векторы последних на диаграмме резко сдвинуты вправо на плоскости *ASB*, что свидетельствует о богатстве щелочными алюмосиликатами, и несколько приближены к оси *SB* в левой части диаграммы, соответственно с пониженным содержанием полевошпатовой извести (рис. 3). Особенное положение занимают немногочисленные породы, бедные фемическими компонентами и необычайно богатые полевошпатовой известью, что, повидимому, объясняется очень основным характером плагиоклазов. Ассоциация этих пород и щелочных базальтов определяет положение вариационной кривой на плоскости *CSB*, внизу прижатой к оси проекции, а выше круто отклоняющейся влево.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неравномерная геологическая изученность Байкальского нагорья и несомненное несоответствие между реальной площадью распространения пород и количеством химических анализов вносят в общие заключения о магматизме этой области элемент условности. Тем не менее можно отметить, что для архея и протерозоя характерно преобладание интрузивных образований, преимущественно гранитоидов, тогда как в мезозое и кайнозое доминирующая роль принадлежит излившимся представителям средней и основной магмы.

Это положение согласуется с основными моментами геологического развития рассматриваемой области: сменой геосинклинальных условий докембрия платформой, существование которой в мезо—кайнозое установлено с достаточной определенностью. Наряду с этим отмечается повышенная щелочность господствующих типов магматических пород, что позволяет рассматривать область Байкальского нагорья как своеобразную субщелочную провинцию.

На сводной диаграмме (рис. 4) нанесены вариационные кривые, отвечающие ассоциациям горных пород для главнейших этапов магматизма Байкальского нагорья. Для сравнения на диаграмму нанесены также линии, представляющие средний тип известково-щелочных ассоциаций и серию пород восточноазиатской щелочной провинции (Заварицкий, 1939, 1944). Короткие вариационные линии, изображающие состав архейских пород, расположенные в верхней части диаграммы, вверху наклонены вправо и в плоскости *CSB* прижаты к оси проекции, что соответствует аляскитовому характеру этих пород, их богатству кремнекислотой и повышенной щелочности.

Серия протерозойских пород представлена кривой, занимающей промежуточное положение между линиями, соответствующими средней известково-щелочной ассоциации и серии пород восточноазиатской щелочной провинции; это указывает на субщелочной характер протерозойских пород Байкальского нагорья. Лишь в области, отвечающей положению основных пород на проекции *ASB*, эта кривая отклоняется

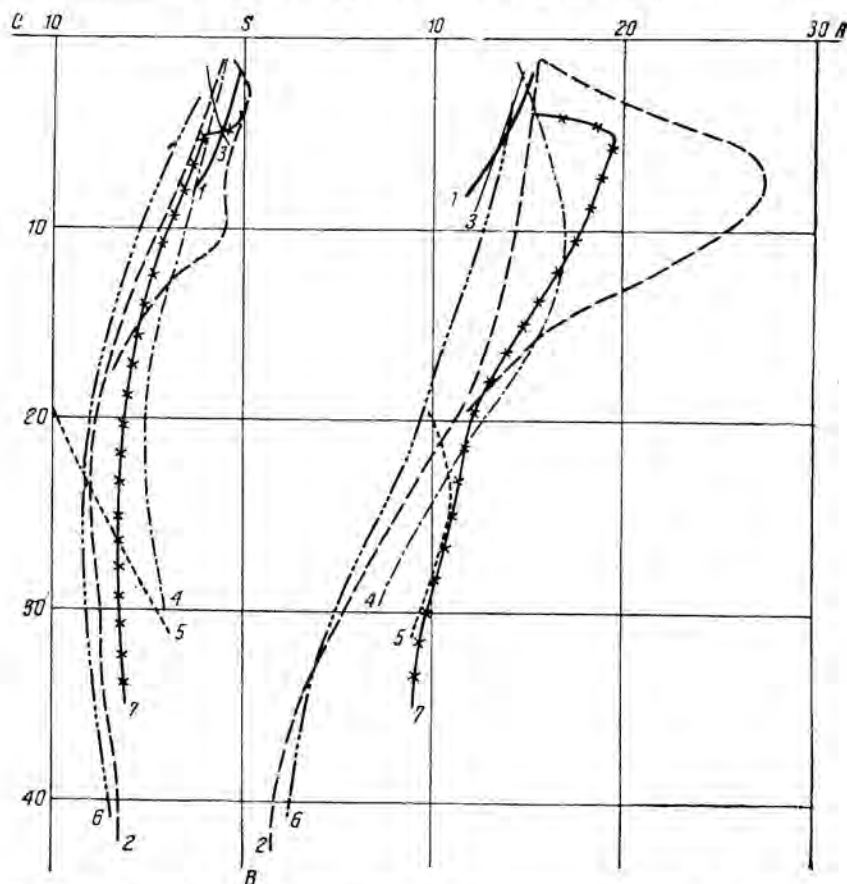


Рис. 4. Сводная диаграмма химических составов магматических пород Байкальского нагорья.

1 — архейские породы; 2 — протерозойские породы; 3 — палеозойские породы; 4 — мезозойские породы; 5 — кайнозойские породы; 6 — средний тип известково-щелочных ассоциаций (по А. Н. Заварицкому, 1944); 7 — восточно-азиатская щелочная провинция (по А. Н. Заварицкому, 1944).

влево, пересекая среднюю линию известково-щелочных ассоциаций, в соответствии с нормальным составом протерозойских габброндов. В верхней части диаграммы ассоциация протерозойских магматических пород дает дополнительную ветвь, круто отклоняющуюся вправо от линии восточно-азиатской щелочной провинции и, подобно последней, поворачивающую влево в своем верхнем конце, замыкая широкое поле составов субщелочных и щелочных пород. Щелочной характер пород этой группы еще более резко выражен в положении дополнительной ветви на плоскости *CSB*, где она пересекает ось проекции.

Химические анализы маг

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	Гранит аляскитовый. Устье ключа Бото-Тала, левый приток р. Анги, зап. Прибайкалье . . .	76.57	0.17	12.33	1.14	0.44	Следы	0.09
2	Гранит аляскитовый. К югу от удуса Таловского, зап. Прибайкалье	74.44	0.11	13.28	0.98	0.44	0.04	0.36
3	Гранит аляскитовый. Голец к вершине р. Анги, зап. Прибайкалье	77.10	0.20	11.79	0.74	0.86	0.04	0.14
4	Гранит. Малое море, Прибайкалье	73.35	0.10	14.24	1.09	0.28	0.03	0.16
5	То же	74.36	0.20	12.73	1.87	0.77	0.05	0.13
6	»	73.00	0.15	12.79	0.94	1.12	0.02	0.51
7	»	75.78	0.12	12.88	0.22	1.26	0.02	0.15
8	Нордмаркит. Водораздел рек Таяхтахта и Кылаха, Чуйский р-н	65.21	0.72	14.87	0.98	2.86	0.04	1.14
9	Гранит плагиоклазовый мкз. Река Чуйская Брамья, Мамско-Чуйский р-н	70.62	0.30	15.64	1.08	1.19	0.04	1.10
10	Гранит плагиоклазовый мкз. Верховья р. Панушки, Чуйский р-н	71.60	0.18	16.52	0.71	0.63	0.02	0.42
11	Гранит плагиоклазовый мкз. Верховья р. Чуйской Брамьи. Мамско-Чуйский р-н	71.46	0.44	14.44	0.90	1.77	0.06	0.64
12	Граносиенит крз. Там же	68.90	0.74	12.90	0.79	3.02	Следы	0.96
13	Гранит. Междуречье рек Б. Чуи и Витима, против устья р. Мамы, Мамско-Чуйский р-н	68.43	0.63	14.56	1.39	4.18	0.02	0.10
14	Гранит. Витимо-Чуйский водораздел в 10 км от контакта, Мамско-Чуйский р-н	73.25	0.23	14.49	1.34	1.35	0.04	0.42
15	Гранит. Левый берег р. Витима в 1 км от 5-го зимовья, Мамско-Чуйский р-н	69.16	0.85	12.14	2.66	4.13	0.18	0.78
16	Гранит. Чуйско-Витимский водораздел против 5-го зимовья, Мамско-Чуйский р-н	73.36	Следы	13.69	1.63	0.86	0.15	0.42
17	Гранит. Чуйско-Витимский водораздел, Мамско-Чуйский р-н . .	72.96	»	14.35	1.27	0.72	0.08	0.52
18	Граносиенит. Остров на оз. Когокель, вост. Прибайкалье	72.63	0.09	14.23	1.29	1.06	0.03	0.24
19	Гранит мкз. Нижнее течение р. Турки, вост. Прибайкалье . .	75.35	—	13.66	0.55	0.21	—	0.89
20	Гранит. Река Чара в устье р. Абсата	68.25	0.68	14.67	1.27	4.64	0.08	0.68
21	Гранит. Верхнее течение р. Токко	72.12	0.90	15.54	0.64	0.98	Следы	0.63
22	Лабрадорит. Левый берег р. Калакяна Канарского в устье р. Туналаку, Канарский р-н . .	54.14	0.19	26.82	0.56	1.00	0.02	0.62
23	Среднее из 8 анализов алдаиских аляскитовых гранитов . .	74.46	0.12	13.07	1.04	0.63	0.01	0.35
24	Гнейс тонкополосчатый. Река Грамна у нижнего озера, сев.-зап. Прибайкалье	71.48	0.49	12.64	2.90	2.43	Следы	0.25
25	Гнейс тонкополосчатый. Верховье р. Грамны, хр. Унгдар, сев.-зап. Прибайкалье	65.04	0.67	15.10	1.77	4.44	0.07	0.49

магматических пород архея

Таблица 1

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
0.17	2.94	5.70	0.08	0.27	—	—	99.90	Павловский и Цветков, 1938
0.84	3.18	6.20	0.10	0.15	—	BaO — 0.12	100.24	
0.28	3.93	4.57	0.10	0.18	—	—	99.93	
0.54	2.13	6.84	0.10	0.61	Следы	—	100.07	
0.78	2.19	6.30	0.22	0.45	0.22	BaO — 0.04	100.31	
Следы	0.40	10.32	0.16	0.64	Следы	BaO — 0.02	100.07	
0.46	3.58	4.84	0.16	0.46	—	—	99.93	
2.44	5.45	5.86	0.17	0.50	—	—	100.24	Сучков, 1947
3.71	4.50	1.53	0.26	0.72	—	—	100.69	
0.85	2.75	5.22	0.15	0.48	—	—	100.53	
1.84	3.54	4.56	0.19	0.45	—	—	100.29	
3.40	2.96	4.80	0.43	1.02	—	—	100.00	Федоров, 1935
2.32	3.57	2.62	0.05	0.43	0.36	SO ₃ — 0.02	99.68	
0.55	6.37	0.89	0.52	0.16	0.15	SO ₃ — 0.16	99.92	
2.16	1.19	6.23	1.14	0.66	—	—	100.28	Игнатьев, 1935
0.84	2.19	5.82	0.26	0.66	—	—	99.88	
0.96	1.62	6.54	0.36	0.64	—	—	100.02	
0.27	4.17	5.62	—	0.40	—	—	99.78	Заклинская, 1933
0.80	2.93	5.40	—	0.38	—	—	100.17	Гаврусевич и Заклин- ская, 1933
2.05	2.87	4.41	0.18	0.66	—	—	100.44	Арсеньев, 1936
0.55	5.54	2.16	0.09	0.99	—	—	100.14	
10.60	4.52	0.66	0.09	0.57	—	CO ₂ — 0.11	99.90	Бобин, 1933
0.85	2.93	6.01	0.13	0.36	—	—	99.96	Коржинский, 1939
1.72	3.76	4.24	0.07	0.23	—	—	100.21	Арсеньев, 1938
2.10	5.02	5.24	0.17	0.59	—	—	100.70	

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
26	Гранито-гнейс. Вершина ключа Давана Гауджокитского, сев.-зап. Прибайкалье	65.56	0.66	14.10	3.48	3.79	0.05	0.51
27	Гнейс биотито-роговообманковый. Устье ключа Ковуйбута, Олекмо-Каларский р-н	73.50	Следы	14.37	0.76	1.07	0.17	0.80
28	Гнейс микроклино-биотитовый. Долина р. Дырынды, Олекмо-Каларский р-н	67.25	0.43	16.48	1.29	1.88	0.03	1.24
29	Гранит катаклазированный. Баргузино-Туркинский р-н, вост. Прибайкалье	69.50	0.44	15.40	1.29	1.16	0.06	0.95
30	То же	74.46	0.24	14.67	0.41	1.33	0.08	0.73
31	»	73.92	0.19	15.90	0.38	0.81	0.08	0.38
32	Гнейс биотитовый. Там же	73.58	0.71	14.66	1.23	1.78	0.16	1.00
33	Гранит катаклазированный. Там же	65.78	0.51	16.12	1.47	4.04	0.19	2.35
34	Гнейс роговообманковый. Там же	62.73	0.44	18.46	1.70	2.80	0.11	3.95
35	То же	56.76	0.50	19.26	2.58	4.79	0.16	4.05
36	»	51.13	0.63	20.00	3.14	6.19	0.19	5.58
37	Гнейс биотитовый. Патомское нагорье, р. Котулак	68.06	0.97	14.40	0.78	4.21	—	1.93
38	Гнейс биотитовый. Левый берег р. Колотовки в 4 км на юг от ее устья, Мамско-Чуйский р-н	70.96	0.68	14.22	0.40	3.57	0.03	1.42
39	Гранодиорит порфировидный биотито-амфиболовый. Среднее течение р. Турки	62.12	0.53	19.26	2.36	2.71	0.08	2.02
40	Гранит биотитовый порфировидный. Там же	66.16	0.44	17.68	1.92	1.64	0.04	1.01
41	Гранит лейкократовый биотитовый мкз. Там же	75.06	0.10	15.56	0.06	0.78	0.07	0.02

Числовые характеристики маг

№ анализа	Название и местонахождение породы	a	c	b
1	Гранит аляскитовый. Устье ключа Боро-Тала, левый приток Анги, зап. Прибайкалье	14.05	0.20	2.81
2	Гранит аляскитовый. К югу от улуса Таловского, зап. Прибайкалье	15.55	0.78	2.02
3	Гранит аляскитовый. Голец в вершине р. Анги, зап. Прибайкалье	14.62	0.19	1.87
4	Гранит. Малое море, Прибайкалье	15.32	0.66	3.18

Таблица 1 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
2.18	4.12	5.46	0.04	0.76	—	—	100.71	Арсеньев, 1938
2.38	3.36	3.00	0.12	0.46	—	—	99.99	Павловский и Цветков, 1934
4.04	4.32	1.64	0.11	1.21	—	—	99.92	
1.79	3.65	4.06	0.36	0.87	—	—	99.53	Аверьянов и Салоп, 1941
1.32	3.22	0.60	0.04	0.93	0.90	ΣO ₃ — 0.08	99.35	
1.41	4.30	0.72	0.08	0.10	1.11	п.п.п. — 0.34; SO ₃ — 0.10	99.82	
2.49	3.18	0.28	0.01	0.24	—	п.п.п. — 0.38; SO ₃ — 0.16	99.86	Валицкая, 1941
4.26	3.72	0.82	0.05	0.11	0.09	п.п.п. — 0.27; SO ₃ — 0.11	99.89	
3.53	4.90	0.86	—	0.17	—	п.п.п. — 0.54; SO ₃ — 0.02	100.21	
8.03	2.31	0.44	0.18	0.20	—	п.п.п. — 0.75; SO ₃ — 0.20	100.21	Мейстер, 1914
8.77	2.31	0.22	0.05	0.21	—	п.п.п. — 1.12; SO ₃ — 0.05	99.58	
2.24	3.17	2.80	—	—	—	п.п.п. — 1.00	99.56	
2.29	2.49	1.87	0.08	—	0.50	BaO — 0.11; Zi ₂ O — 0.02; CO ₂ — 0.24; Cl — 0.02; п.п.п. — 0.57	99.47	ВИМС, 1935
4.11	4.19	2.96	0.24	—	0.19	SO ₃ — 0.12; п.п.п. — 0.08	100.97	Покатилов и Кульчиц- кий, 1947
2.56	4.16	3.16	0.34	—	0.20	SO ₃ — 0.06, п.п.п. — 0.12	99.49	
0.56	3.39	4.39	0.24	—	—	SO ₃ — 0.04, п.п.п. — 0.02	100.29	

матических пород архея

Таблица 2

s	a'	f'	m'	c'	n	Q	Автор и год
82.94	46.51	46.51	6.98	—	43.52	37.58	Павловский и Цветков, 1938
81.65	—	61.32	29.00	9.68	44.06	31.42	
83.32	—	77.78	14.81	7.41	56.63	37.21	
80.82	54.17	37.50	8.33	—	37.93	30.36	

№ анализа	Название и местонахождение породы	a	c	b
5	То же	13.45	9.92	3.68
6	»	15.59	—	3.91
7	»	14.27	0.52	2.67
8	Нордмаркит. Водораздел рек Тяньхата и Кылаха, Чуйский р-н	19.29	0.66	7.55
9	Гранит плагиоклазовый мкз. Река Чуйская Брамья, Мамско-Чуйский р-н	12.10	4.32	4.06
10	Гранит плагиоклазовый мкз. Верховье р. Панушки, Чуйский р-н	13.10	0.97	7.83
11	Гранит плагиоклазовый мкз. Верховье р. Чуйской Брамьи, Мамско-Чуйский р-н	14.10	2.20	3.80
12	Граносиенит крз. Там же	13.28	1.81	7.38
13	Гранит. Междуречье рек Б. Чуи и Витима, против устья р. Мамы, Мамско-Чуйский район	11.70	2.79	7.55
14	Гранит. Витимо-Чуйский водораздел в 10 км от контакта. Мамско-Чуйский р-н	14.68	0.64	5.32
15	Гранит. Левый берег р. Витима в 1 км от 5-го зимовья, Мамско-Чуйский р-н	11.46	2.29	7.96
16	Гранит. Чуйско-Витимский водораздел, против 5-го зимовья, Мамско-Чуйский р-н	12.76	0.99	5.79
17	Гранит. Чуйско-Витимский водораздел, Мамско-Чуйский р-н	12.50	1.11	6.44
18	Граносиенит. Остров на оз. Котокель, вост. Прибайкалье . .	16.85	0.32	3.21
19	Гранит мкз. Нижнее течение р. Турки, вост. Прибайкалье . .	13.51	0.90	4.09
20	Гранит. Река Чара в устье р. Абсата	12.62	2.65	8.10
21	Гранит. Верхнее течение р. Токко	14.51	0.65	6.28
22	Лабрадорит. Левый берег р. Калакана Канарского в устье р. Туналаку, Канарский р-н	12.26	14.28	3.25
23	Среднее из 8 анализов алданских аляскитовых гранитов . .	14.65	0.99	2.18
24	Гнейс тонкополосчатый. Река Грамна у нижнего озера, сев.-зап. Прибайкалье	13.99	1.18	5.87
25	Гнейс тонкополосчатый. Верховье р. Грамны, хр. Унгдар, сев.-зап. Прибайкалье	18.25	0.72	8.27
26	Гранито-гнейс. Вершина ключа Давана Гауджокитского, сев.-зап. Прибайкалье	16.66	0.86	9.07
27	Гнейс-биотито-роговообманковый. Устье ключа Ковуйбута, Олекмо-Каларский р-н	11.39	2.85	4.71
28	Гнейс микроклино-биотитовый. Долина р. Дырынды, Олекмо-Каларский р-н	11.98	4.96	5.51
29	Гранит катаклазированный. Баргузино-Туркинский р-н, вост. Прибайкалье	13.57	2.13	6.66
30	То же	7.48	1.48	10.89
31	»	9.83	1.61	8.92
32	Гнейс биотитовый. Там же	7.12	2.91	10.17
33	Гранит катаклазированный. Там же	9.35	5.14	10.90
34	Гнейс роговообманковый. Там же	11.80	4.17	14.47
35	То же	5.90	10.29	15.34
36	»	5.73	11.54	19.91
37	Гнейс биотитовый. Патомское нагорье, р. Котулак	10.89	2.66	10.22
38	Гнейс биотитовый. Левый берег р. Колотовки в 4 км на юг от ее устья, Мамско-Чуйский р-н	7.90	2.69	10.99
39	Гранодиорит порфировидный биотито-амфиболовый. Среднее течение р. Турки	13.70	4.98	10.30
40	Графит порфировидный биотитовый. Там же	13.63	3.10	8.44
41	Гранит лейкократовый биотитовый мкз. Там же	13.05	0.64	6.27

Таблица 2 (продолжение)

s	a'	f'	m'	c'	n	Q	Автор и год
81.95	32.14	62.50	5.36	—	34.31	36.08	Павловский и Цветков, 1938
80.80	33.90	45.76	20.34	—	5.21	31.02	
82.54	43.90	48.78	7.32	—	53.21	36.12	
72.50	—	37.39	24.34	38.26	60.27	5.55	
79.52	—	51.60	45.00	3.30	81.08	30.52	Сучков, 1947
78.10	78.34	13.33	8.33	—	45.00	29.03	
79.90	7.02	64.91	28.07	—	53.77	29.40	
77.53	—	47.28	21.82	30.90	48.48	26.69	
77.95	28.83	64.47	2.70	—	67.44	29.72	Федоров, 1935
79.36	46.34	41.46	12.20	—	91.15	28.76	
78.29	—	79.66	16.10	4.23	22.35	31.37	Игнатьев, 1935
80.46	50.00	38.63	11.36	—	36.82	34.45	
79.95	59.18	27.55	13.28	—	27.36	33.79	
79.62	24.48	63.28	12.24	—	53.12	25.22	
81.42	50.79	14.29	34.92	—	45.19	35.00	Заклинская, 1933 Гаврусевич и Заклин- ская, 1933
76.63	18.49	67.23	14.28	—	50.00	25.42	Арсеньев, 1936
78.55	61.86	22.68	15.48	—	79.46	27.44	
70.21	—	52.38	35.71	11.90	92.40	1.62	Бобин, 1933
82.18	12.12	63.63	24.24	—	42.34	34.07	Коржинский, 1939
78.96	—	78.65	6.74	14.61	57.50	28.76	Арсеньев, 1938
72.76	—	68.55	9.67	21.78	59.1	8.30	
73.41	—	72.06	8.82	19.11	53.6	12.64	
81.05	33.81	38.03	28.16	—	62.7	36.47	
77.54	7.50	53.75	38.75	—	80.4	26.17	Павловский и Цветков, 1934
77.62	37.36	36.26	26.37	—	57.80	25.99	Аверьянов и Салоп, 1941
80.15	74.56	14.79	10.65	—	89.6	43.86	
79.64	79.71	13.04	7.25	—	90.8	38.01	
79.78	65.05	28.02	15.92	—	94.5	42.43	
74.61	16.15	47.83	36.02	—	86.9	25.38	Валицкая, 1941
69.56	26.61	28.44	44.95	—	88.7	11.35	
68.44	4.69	47.88	47.41	—	90.2	14.82	
63.12	0.00	47.56	52.43	—	94.9	12.24	
76.23	24.68	44.16	31.16	—	63.40	28.02	Мейстер, 1914
78.42	45.50	33.54	20.96	—	66.70	28.35	ВИМС, 1935
71.02	21.20	45.70	33.10	—	68.00	9.66	Покатилов и Кульчиц- кий, 1947
74.83	43.20	36.80	20.00	—	66.30	19.30	
80.03	85.70	14.30	—	—	53.90	33.33	

Химические анализы магма

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	Габбро-лейкоократовое. Байкал, Курлинская губа	46.38	0.40	21.76	2.84	4.78	0.09	6.48
2	Габбро. Байкал, ключ Тошка . .	47.87	1.63	20.46	4.27	5.27	0.15	3.75
3	Амфиболит. Байкал, мыс Курла .	45.57	1.21	17.33	2.93	6.34	0.17	9.01
4	Сланец цоизито-актинолитовый. Байкал, Курлинская губа . . .	48.00	0.66	25.35	2.28	3.33	0.04	2.91
5	Габбро-порфирит. Там же	49.28	0.82	18.48	2.93	8.69	0.11	4.74
6	Габбро, Байкал, между р. Бугульдейкой и р. Ангой	47.35	2.00	17.88	0.84	6.62	0.06	5.22
7	Габбро меланократовое. Там же .	47.91	1.21	7.51	3.53	8.08	0.12	8.79
8	Габбро-сиенит (контактный). Байкал, между р. Бугульдейкой и р. Ангой, падь Крестовая . .	47.48	1.90	22.50	5.33	5.67	—	3.72
9	Амфиболит полевошпатовый. Байкал, между р. Бугульдейкой и р. Ангой	39.80	3.30	14.29	6.53	4.82	0.15	7.26
10	Габбро меланократовое. Малое море	48.50	0.49	15.22	1.40	11.34	0.23	10.11
11	Габбро. Там же	49.88	0.96	15.74	1.71	5.46	0.36	3.87
12	Амфиболит. Там же	52.56	0.79	15.67	1.62	7.84	0.21	6.88
13	Габбро-диорит окварцованный. Правый берег р. Бахтарнака в 15 км от устья, Витимо-Муйский р-н	62.00	0.78	17.82	2.93	2.82	0.10	1.90
14	Габбро-диорит. Правый берег р. Куанды в 10 км от устья, Витимо-Муйский р-н	50.80	1.75	16.85	3.53	6.60	0.12	5.91
15	Габбро. Правый берег р. Нечеры, Патомское нагорье	50.84	0.48	22.38	4.44	3.52	0.17	3.94
16	Лерцолит. Река Вереда, Патомское нагорье	46.60	0.42	12.09	5.91	6.22	0.22	13.34
17	Горблендит. Там же	47.71	1.51	16.07	0.85	8.96	—	9.17
18	То же	49.67	0.88	14.13	1.30	9.09	—	8.73
19	»	50.24	2.05	12.50	1.35	9.05	—	10.89
20	Гранит. Байкал к югу от р. Ледяной	68.94	0.75	13.10	1.58	3.55	0.06	0.73
21	Гранит-аплит. Там же	74.10	0.15	14.02	0.64	0.57	0.03	0.31
22	Гранит-аплит. Байкал, верховья р. Елохиной	73.76	0.20	14.21	1.00	0.47	0.03	0.42
23	Нордмаркит. Байкал, к северу от устья р. Елохиной	66.04	0.16	19.43	0.56	0.57	0.02	0.46
24	Нордмаркит. Байкал, близ устья р. Хибелена	61.57	0.40	17.97	1.98	0.91	0.06	0.81
25	Нордмаркит. Байкал, верховья ключа к югу от р. М. Косы . .	61.61	0.40	19.40	2.27	1.20	0.02	1.73
26	Нордмаркит. Байкал, устье того же ключа	63.06	0.78	18.48	2.24	1.01	0.02	0.46
27	Гранит. Байкал, верховья р. Мужиной	73.20	0.42	13.46	0.24	1.58	0.03	0.92
28	Аплит. Малое море	76.26	0.18	12.41	1.05	0.28	0.01	0.15
29	Гранит. Малое море, окрестности улуса Зама	75.20	0.07	14.53	0.63	0.21	0.03	0.13

тических пород протерозоя

Таблица 3

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
11.49	2.50	0.21	0.28	1.94	0.15	S — 0.11; CO ₂ — 1.04	100.45	Арсеньев, 1938
9.63	3.56	1.31	0.08	2.27	—	S — 0.03	100.28	
12.31	2.42	0.50	0.10	1.98	0.21	S — 0.04	100.12	
11.28	3.20	0.52	0.08	2.03	—	S — 0.05; CO ₂ — 0.30	100.03	
8.65	3.31	0.57	0.22	1.80	—	S — 0.02	100.36	
16.28	2.06	2.40	0.09	1.30	—	—	100.10	
19.84	0.67	0.40	0.20	2.01	—	—	100.27	Павловский и Цветков, 1938
6.66	3.52	1.52	0.31	1.62	—	—	100.23	
22.10	0.54	0.11	0.14	1.10	—	—	100.14	
9.70	1.71	0.34	0.34	0.81	0.08	—	100.27	
17.20	2.28	0.26	0.82	0.41	0.12	C — 0.17; CO ₂ — 0.90	100.45	
10.02	2.34	0.64	0.20	1.18	0.19	—	100.14	
6.21	3.78	0.51	0.12	1.10	0.30	—	100.38	Арсеньев, 1940
8.25	2.91	1.24	0.20	1.70	0.31	Летучие — 0.18	100.35	
13.23	0.91	0.12	0.02	—	—	—	100.05	Мейстер, 1914
14.52	0.53	0.10	—	0.26	—	—	100.21	
9.85	2.51	1.85	0.13	1.50	—	—	100.11	
11.91	1.83	1.04	0.06	1.04	—	—	99.68	
11.98	0.51	1.08	0.03	0.82	—	—	100.50	
2.22	3.24	4.24	0.23	1.24	—	—	99.88	Павловский и Цветков, 1936
1.20	3.46	5.10	0.16	0.47	—	—	100.21	
0.74	3.86	4.12	0.23	0.90	—	—	99.94	
0.30	8.50	3.52	0.40	0.28	—	—	100.24	
1.97	5.16	5.92	0.18	2.24	—	SO ₃ — 0.51	99.68	
0.70	4.98	6.10	0.22	1.20	—	—	99.83	
0.70	5.34	7.32	0.26	0.26	—	—	99.93	
2.04	4.06	3.24	0.14	0.88	—	—	100.21	
0.24	2.35	6.60	0.10	0.55	0.03	BaO — 0.07	100.28	
1.26	4.82	2.96	0.22	0.16	—	—	100.22	

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
30	Гранит аляскитовый. Водораздел Байкала и среднего течения р. М. Бугульдейки	76.00	—	13.89	0.50	0.14	Следы	0.15
31	Граносиенит. Там же	69.74	0.14	17.63	0.57	0.44	0.02	0.27
32	Граносиенит. Река Кичера, сев.-зап. Прибайкалье	68.66	0.16	18.28	1.43	1.32	—	0.28
33	Граносиенит. Водораздел Гоуджокита и Дельбетинды, хр. Унгдар, сев.-зап. Прибайкалье	64.93	0.67	15.33	2.01	4.46	0.16	0.28
34	Сиенит меланократовый. Голец Сегмунд, хр. Унгдар, сев.-зап. Прибайкалье	59.15	0.27	11.05	10.12	4.83	0.15	1.13
35	Граносиенит. Долина р. Кунермы, выше ключа Давана, сев.-зап. Прибайкалье	65.67	0.81	14.87	3.00	2.92	0.09	0.89
36	Гранодиорит. Долина р. Кунермы, среднее течение, сев.-зап. Прибайкалье	65.42	0.84	14.67	3.55	3.27	0.07	0.69
37	Гранит лейкократовый. Река Окунайка, сев.-зап. Прибайкалье	72.28	0.25	14.43	0.97	1.20	Следы	6.09
38	Граносиенит. Река Шаманов, Мамско-Чуйский р-н	70.53	0.02	16.60	1.08	0.89	0.01	0.34
39	Гранит лейкократовый. Верховья р. Б. Чун, Мамско-Чуйский р-н	72.31	0.08	14.55	1.06	0.18	0.05	0.22
40	Сиенит субщелочной. Вершина большого гольца к юго-востоку от устья р. Кункудеры, Мамско-Чуйский р-н	60.18	Следы	17.35	1.73	3.48	0.17	1.06
41	Гранит. Левый берег р. Мамы, выше устья р. Брамь, Мамско-Чуйский р-н	71.26	0.24	18.10	0.49	1.48	0.02	0.39
42	Граносиенит. Устье р. Мамской Брамь, Мамско-Чуйский р-н	69.00	0.18	17.11	0.76	1.13	0.08	0.62
43	Кварцевый сиенит. Правый берег р. Мамы, вершина гольца против устья Брамь, Мамско-Чуйский р-н	62.58	0.58	15.14	2.16	3.07	0.16	2.04
44	Кварцевый монцит. Правый берег р. Мамы, выше устья р. Б. Угли	68.12	0.36	18.57	0.07	1.72	0.04	0.67
45	Кварцевый сиенит. Левый берег р. Витима, нижнее течение р. М. Лабазной, Мамско-Чуйский р-н	62.82	1.00	18.15	1.20	4.10	0.10	1.44
46	Гранит. Левый берег р. Витима, к югу от р. М. Лабазной, Мамско-Чуйский р-н	71.36	0.39	15.39	0.53	1.72	0.06	0.47
47	Граносиенит. Река Витим, Энгажиминский массив	71.50	—	15.76	0.38	0.97	—	0.20
48	То же	65.75	0.29	16.42	0.47	1.35	—	0.60
49	»	68.21	0.51	16.02	1.01	1.35	—	0.53
50	Граносиенит. Река Одер, Энгажиминский массив	67.32	0.32	18.19	1.20	0.88	—	0.19

Таблица 3 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
1.44	2.87	4.63	0.08	0.25	—	—	99.95	} Павловский и Цветков, 1936
3.06	5.40	2.28	0.14	0.31	—	BaO — 0.13	199.13	
0.56	4.83	4.13	—	—	—	SO ₃ — 0.02	100.67	Кульчицкий, 1940
2.54	3.50	5.40	0.04	0.51	0.22	S — 0.04	100.09	} Арсеньев, 1938
4.74	4.21	3.97	0.04	0.69	—	S — 0.05	100.40	
2.71	3.47	4.94	0.06	0.40	—	S — 0.14	99.97	
3.43	3.05	4.24	0.17	0.89	—	—	100.29	
1.09	3.39	5.82	0.09	0.45	—	—	100.06	
0.84	3.91	5.90	0.14	0.19	—	—	100.45	Дитмар, 1934
1.04	4.28	5.39	0.38	0.52	—	—	100.06	Сучков, 1947
3.81	7.42	3.30	0.04	0.27	0.06	SO ₃ — 0.30	99.17	} Федоров, 1935
1.69	3.77	1.90	0.32	0.15	0.03	SO ₃ — 0.10	99.94	
2.38	3.48	5.28	0.32	0.40	—	—	100.64	Сучков, 1947
5.46	3.66	3.92	0.21	—	0.52	SO ₃ — 0.13	99.63	} Федоров, 1935
2.84	4.92	2.54	0.16	0.24	0.17	SO ₃ — 0.28	100.70	
2.77	4.64	3.28	0.13	0.39	0.53	SO ₃ — 0.15	100.60	
1.37	4.13	3.47	0.15	0.43	0.15	SO ₃ — 0.14	99.81	
2.06	4.61	4.52	0.15	—	—	—	100.15	} Мейстер, 1914
2.50	5.27	4.11	0.39	—	—	—	100.15	
2.97	5.02	4.46	—	—	—	—	100.08	
2.52	4.11	5.10	0.20	0.03	—	—	100.06	

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
51	Граносиенит. Река Витим, Энгажиминский массив	66.79	0.32	17.14	0.88	1.33	—	0.41
52	Гранит биотитовый. Патомское нагорье, Жуинский массив . . .	73.71	0.26	15.63	1.02	0.49	—	Следы
53	То же	71.54	—	16.03	0.11	1.37	—	0.38
54	»	70.65	—	15.12	0.58	2.90	—	1.06
55	Граносиенит. Патомское нагорье, Бульбухтинский массив	70.66	0.25	15.57	1.01	0.95	—	0.47
56	Гранит аляскитовый. Патомское нагорье, Джегдакарский массив	75.76	0.10	13.77	0.94	0.25	—	Следы
57	Гранит мусковитовый субщелочной. Патомское нагорье, верховье р. Бугарихты	73.76	—	16.72	0.06	0.70	—	»
58	Гранит мусковитовый. Патомское нагорье, верховье р. Котулака.	70.94	0.22	17.39	1.05	0.62	—	0.16
59	Средний состав константиновских гранитов. Патомское нагорье, пос. Константиновский	72.65	0.22	14.55	1.20	1.06	—	0.26
60	Средний состав константиновских гранит-порфиров и порфиров. Там же	72.87	0.34	15.70	0.60	1.14	0.05	0.40
61	Граносиенит эгирин-авгитовый. Байкал, п-ов Святой Нос	71.23	0.36	14.43	1.10	0.66	0.03	0.26
62	Святоносит аплитовый. Там же	58.68	0.67	17.90	3.13	1.83	0.19	0.57
63	Святоносит (андрадитовый сиенит). Там же	58.55	0.92	15.62	3.02	2.57	0.17	0.14
64	Граносиенит лейкократовый. Там же	70.88	0.39	14.80	1.00	1.08	0.10	0.28
65	Граносиенит. Байкал, вост. берег, мыс Безымянный	65.06	0.63	15.84	1.74	2.51	0.08	1.31
66	Гранит лейкократовый субщелочной. Там же	73.89	0.33	13.37	0.57	1.22	0.05	0.41
67	Сиенит. Байкал, о. Бакланый в Чевыркуйском заливе	61.27	0.62	17.28	1.85	3.73	0.07	2.25
67a	Гранит биотитовый. Баргузино-Туркинский р-н	74.31	Следы	15.22	0.15	0.74	0.04	0.39
67b	Гранит лейкократовый. Там же	73.86	—	15.58	0.83	0.41	0.04	0.42
67c	Гранит порфировидный. Там же	70.90	0.30	16.49	1.71	1.05	0.08	0.87
68	Монцонит (гибридный). Нижнее течение р. Б. Чевыркуя, вост. Прибайкалье	52.27	2.00	18.70	4.58	4.58	0.11	3.91
68a	Монцонит (гибридный). Байкал, вост. берег, мыс Безымянный	51.03	1.20	20.15	2.02	7.48	0.21	1.77
69	Монцонит приконтактовый. Хр. Баргузинский	55.24	1.42	18.61	1.61	4.58	0.06	3.84
70	Гранит порфировидный. Река Кидымит	71.36	0.22	15.30	0.79	0.80	0.03	0.35
71	Граносиенит биотитовый. Хр. Икатский, Кидымитский р-н . . .	70.40	0.21	15.88	1.04	0.68	0.08	0.28
72	Кварцевый сиенит. Нижнее течение р. Турки, вост. Прибайкалье	62.95	—	18.33	1.88	2.96	—	2.67

Таблица 3 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
2.39	4.34	6.15	0.30	—	—	—	100.05	Мейстер, 1914
2.78	4.03	1.40	0.39	0.08	—	—	99.79	
2.40	4.53	2.90	1.03	—	—	—	100.29	
3.06	3.98	2.06	0.40	—	—	—	99.81	
0.68	3.05	7.25	0.37	0.08	—	—	100.34	
0.57	4.01	3.89	0.44	0.07	—	—	99.80	
1.68	4.78	2.04	0.86	—	—	—	100.30	
2.95	4.00	2.14	0.56	0.12	—	—	100.15	Герасимов, 1926
1.84	3.48	4.51	0.23	—	—	—	100.00	
2.06	3.67	3.17	—	—	—	—	100.00	
0.97	4.90	6.04	0.11	—	0.07	—	100.16	Эскола, 1921
6.75	4.52	5.28	0.15	—	0.19	—	99.86	
7.34	5.11	4.16	0.26	—	0.49	—	99.35	
1.33	4.80	4.42	0.39	—	0.30	—	99.77	
3.28	4.16	4.82	0.57	—	0.26	—	100.26	
1.18	3.14	6.26	0.33	—	0.12	—	100.87	Аверьянов и Салоп, 1941
3.86	4.90	3.15	0.49	1.09	0.48	—	101.04	
1.26	4.95	0.85	0.10	0.32	0.86	SO ₃ — 0.55	99.85	Валицкая, 1941
0.85	4.76	1.42	0.09	0.25	0.69	SO ₃ — 0.33	99.65	
1.56	4.72	0.79	—	0.39	0.20	SO ₃ — 0.36	99.56	
5.58	3.64	3.78	0.36	1.31	0.54	—	99.99	Аверьянов и Салоп, 1941
7.29	4.24	2.80	0.42	—	0.76	—	99.37	Эскола, 1921
6.35	3.50	3.39	0.37	0.83	—	—	99.80	Аверьянов и Салоп, 1945
2.00	3.68	4.46	0.20	0.43	—	—	99.62	Шахварстова, 1947
1.20	3.53	5.90	0.16	0.50	—	—	99.81	
3.17	3.61	3.96	—	0.55	—	—	100.08	Гаврусевич и Заклин- ская, 1933

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
73	Гранит лейкократовый. Река Витим, 30 км ниже с. Романовки	73.56	Следы	13.11	1.35	1.98	0.11	0.51
74	Гранит лейкократовый субщелочной. Река Витим, ниже устья р. Калара	71.10	0.38	14.10	1.35	0.91	0.02	0.72
75	Кварцевый сиенит лейкократовый. Ципиканский р-н	62.58	0.58	15.84	1.65	4.17	0.08	2.45
76	Сиенит меланократовый субщелочной. Там же	62.45	0.56	16.48	2.93	3.46	0.08	3.48
77	Тоналит (банатит). Река Корико, Ципиканский р-н	62.05	0.47	16.58	1.36	4.89	—	4.28
78	Диорит кварцево-слюдяной (контактовый). Среднее течение р. Сивака, Ципиканский р-н .	51.45	1.62	15.71	1.94	7.09	—	7.01
79	Габбро-слюдяно-роговообманковое (контактовое). Ключ Сивак, Ципиканский р-н	55.71	0.83	16.63	0.61	6.30	—	5.50
80	Монсонит. Басс. р. Ципикана	54.88	1.10	18.45	0.97	6.30	—	3.95
81	То же	59.38	0.80	17.66	1.27	5.40	—	2.40
82	»	56.66	1.38	18.03	1.30	6.05	Следы	3.06
83	»	57.14	0.72	19.62	0.64	5.21	—	3.18
84	Гранит. Хр. Икатский (Баргузинский склон), Ципиканский р-н	71.38	0.23	16.27	2.58	0.59	0.02	0.37
85	Монзонит. Там же	52.58	0.83	19.32	3.43	5.56	0.15	4.06
86	Граносиенит. Река Намама, гора Лагерная	66.88	0.55	15.24	1.10	2.20	0.11	1.32
87	Кварцевый сиенито-диорит. Там же	60.37	0.88	16.63	2.26	3.75	0.05	2.90
88	Гранит лейкократовый. Левый берег р. Витима, ниже Парамского порога (южный массив), Витимо-Муйский р-н	72.51	0.55	12.89	2.16	0.78	0.18	0.42
89	Гранит аляскитовый. Левый берег р. Витима, выше устья р. Королока (сев. массив), Витимо-Муйский р-н	76.08	0.20	12.17	0.84	1.31	0.08	0.06
90	Гранит аляскитовый. Верхнее течение р. Королока (сев. массив), Витимо-Муйский р-н	76.02	0.25	11.39	1.73	1.36	0.18	0.09
91	Гранит роговообманково-биотитовый. Левый берег р. Витима, ниже Парамского порога (южный массив), Витимо-Муйский р-н	71.45	0.25	14.79	1.46	0.84	0.04	0.53
92	Адамеллит. Левый берег р. Витима, хр. Северо-Муйский . . .	55.25	0.77	17.82	4.63	2.87	0.15	4.07
93	Адамеллит. Там же	64.67	0.44	18.11	2.12	1.47	0.05	1.15
94	Гранит. Верхнее течение р. Кемени, Каларский р-н	69.64	0.67	13.63	1.68	2.33	0.46	0.94
95	Плагιοгранит. Среднее течение р. Олекмы (ниже р. Олдонсо)	69.77	0.22	16.08	1.15	1.59	Следы	1.20
96	Гранит. Там же	70.80	0.37	15.24	1.43	1.34	»	0.72
97	Гранит. Верхнее течение р. Калара, Каларский р-н	70.41	0.60	13.28	1.04	3.07	0.07	0.91

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
98	Гранит. Река Кетемахта (пос. 11 октября), Каларский р-н . . .	70.92	0.36	15.84	0.94	1.02	0.02	0.76
99	Граносиенит. Водораздел между р. Иликаном и р. Овунмукидом, Олекмо-Каларский р-н	69.70	Следы	17.06	0.71	0.71	—	0.43
100	Граносиенит. Водораздел ключей Охок и Ниваки, Олекмо-Каларский р-н	69.79	0.04	17.78	1.10	1.01	0.30	0.51
101	Сиенит. Река Дырында, Олекмо-Каларский р-н	57.28	1.24	18.31	2.95	2.13	0.23	2.42
102	Кварцевый сиенит. Ключ Амманмакит, Верхне-Олекминский р-н	65.00	0.48	19.87	1.34	1.87	0.09	1.06
103	Граносиенит. Река Джелтукта, Верхне-Олекминский р-н	66.92	0.58	16.40	2.50	1.73	0.10	0.70
104	Сиенит нефелиновый. Левый берег р. Гоуджокита, сев.-зап. Прибайкалье	48.70	0.66	23.71	0.85	5.51	0.08	1.36
105	Сиенит нефелиновый. Река Левая Мама, Мамско-Ангарский р-н	56.00	0.47	22.48	0.83	1.71	0.24	0.60
106	То же	55.57	0.58	23.14	0.22	1.43	Следы	0.42
107	»	52.17	0.59	16.12	6.08	2.89	0.12	2.19
108	Сиенит нефелиновый. Река Ангаджан (басс. р. В. Ангары), Мамско-Ангарский р-н	54.06	0.85	20.01	1.97	4.72	0.18	0.78
109	Сиенит нефелиновый. Река Умогли (правый приток р. Ципы), Ципиканский р-н	53.88	0.99	23.72	1.01	3.61	0.37	0.09
110	Сиенит нефелиновый. Река Сакку (правый приток р. Хапи), Олекминский р-н	50.41	0.06	25.35	3.83	0.22	0.07	0.18
112	Гранит лейкократовый. Байкал, ключ Тошка, Северо-Байкальское нагорье	73.89	0.07	14.94	0.31	0.09	0.01	0.03
113	Гранит-пегматит. Река Мочекита, Мамско-Чуйский р-н	73.20	0.16	15.73	1.13	0.71	Следы	1.02
114	Гранит-пегматит. Мамско-Чуйский р-н	73.30	Следы	15.39	0.04	0.63	0.10	0.09
115	То же	71.75	0.22	16.54	0.66	0.56	0.01	0.44
116	Гранит лейкократовый жильный. Левый берег р. Мамы у Соловьевского переката, Мамско-Чуйский р-н	72.84	0.17	16.58	0.07	0.81	0.10	0.25
117	Пегматит двуслюдяной. Река Камнига, Мамско-Чуйский р-н	71.97	0.06	17.82	0.09	0.20	Следы	0.08
118	То же	69.57	0.32	17.92	0.75	0.80	0.01	0.36
119	Пегматит мусковитовый. Река Колотовка, Мамско-Чуйский р-н	74.67	0.09	15.56	0.10	0.79	0.01	0.17
120	Гранит аплитовидный жильный. Там же	72.77	0.11	15.31	0.13	0.78	0.01	0.21
121	Гранит-порфир. Верховья р. Б. Чуи, Чуйский р-н	72.16	0.10	16.36	0.73	0.28	Следы	0.30

Таблица 3 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O*	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
2.10	4.38	3.20	0.19	0.28	—	CO ₂ — 0.10	100.11	Бобин, 1933
2.45	5.33	3.17	0.10	0.29	—	—	99.95	} Павловский и Цветков, 1934
2.11	4.06	5.67	0.10	0.43	—	—	99.90	
4.21	3.65	6.24	0.28	1.23	—	—	100.17	
2.04	4.07	3.96	0.16	0.23	0.13	—	100.30	} Доенко, 1945
2.11	4.39	3.93	0.15	0.22	0.45	—	100.13	
4.36	6.48	5.94	0.05	0.87	—	CO ₂ — 1.90	100.47	Арсеньев, 1938
0.62	4.68	11.30	0.99	0.81	—	—	99.93	} Дитмар, 1938
1.78	12.36	2.54	0.16	2.17	—	—	100.37	
4.15	8.90	4.97	0.11	1.50	—	—	99.79	
2.36	5.67	7.10	1.57	—	—	CO ₂ — 1.01	100.28	Молдаванцев, 1924
1.06	9.41	3.98	0.21	1.07	—	—	99.40	Половинкина, 1924
0.87	9.47	8.00	0.27	1.29	—	—	100.02	Егоров, 1931
1.43	4.70	3.78	0.1 2	0.41	0.02	—	99.80	Арсеньев, 1938
0.90	3.64	3.26	0.22	0.68	—	—	100.65	} Сучков, 1947
0.76	4.18	5.02	—	0.37	—	—	99.88	
1.76	3.76	3.46	0.05	0.85	—	—	100.06	
1.65	4.89	2.30	0.12	—	0.04	SO ₃ — 0.03	100.11	Федоров, 1935
3.32	4.84	1.42	0.05	0.24	0.02	Cl — 0.01	100.12	} ВИМС, 1935
1.88	3.59	3.64	0.13	1.13	—	Li ₂ O — 0.01; BaO — 0.13; CO ₂ — 0.20; CO ₂ — 0.13	100.44	
1.10	5.67	1.04	0.08	0.74	—	—	100.15	} Альтгаузен, 1935
1.57	4.29	3.93	0.11	0.13	0.53	Li ₂ O — 0.03; BaO — 0.06; Cl — 0.01	99.98	
0.72	5.23	3.80	0.16	0.79	—	—	100.63	Сучков, 1947

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
122	Гранит-порфир. Водораздел р. Кылаха и Таяктаха, Чуйский р-н	71.93	0.14	16.73	1.25	0.21	0.09	0.59
123	Гранит-порфир. Междуречье рек Джаланжы и Вогадикты, Чуйский р-н	70.46	0.10	16.52	0.82	0.20	0.02	0.27
124	Бостонит. Река Витимкан	68.59	0.62	15.59	3.08	0.30	0.16	0.29
125	Сиенит-порфир эгиринов. Река Усой, Ципиканский р-н	63.77	0.10	14.90	4.89	—	1.22	1.29
126	Нордмаркит. Река Витимкан	62.63	0.85	17.64	2.57	1.24	0.15	0.95
127	Сиенит (акерит). Там же	56.98	1.48	14.71	8.39	2.29	—	2.60
128	То же	56.10	1.34	18.07	2.90	3.42	0.07	1.49
129	Сиенит биотито-роговообманковый, щелочной. Река Каравкит, Ципиканский р-н	52.09	0.36	18.89	1.32	7.05	—	2.08
130	Сиенито-диорит. Река Витимкан.	51.90	1.65	18.45	4.00	5.13	0.04	3.08
131	Сиенито-диорит. Правый берег р. Иликана, Ципиканский р-н	49.48	1.86	15.51	3.60	8.21	—	4.14
132	Диорит кварцевый. Ципиканский р-н	61.45	0.86	17.49	3.03	2.95	—	2.10
133	Андезиофир биотитовый. Река Витимкан	59.56	0.78	15.68	2.99	4.97	0.15	2.68
134	Малхит. Ципиканский р-н	54.94	1.21	18.68	1.46	6.70	—	2.69
135	То же	51.04	1.24	16.02	2.41	8.42	—	5.12
136	Спессартит. Там же	41.47	0.83	15.48	0.70	5.93	—	10.99
137	Камптонит. Река Витимкан	46.66	1.74	16.02	9.46	1.33	0.11	6.61
138	Лампрофир. Река Кетемахта, Каларский р-н	57.01	0.79	17.92	3.23	3.47	0.07	2.70
139	Вогезит. Река Дырында, Олекмо-Каларский р-н	49.04	1.39	12.61	6.96	5.95	0.28	7.06
140	Порфирит эссекситовый. Река Витимкан	50.41	1.83	16.72	4.33	5.53	0.24	2.94
141	То же	49.62	1.53	17.82	6.21	4.46	0.19	3.30
142	»	47.82	2.08	16.76	9.35	3.06	—	4.09
142а	Диабаз эссекситовый. Верховья р. Н. Бирей (басс. р. В. Ангара), Верхне-Ангарский р-н	45.26	2.48	17.10	4.28	7.40	0.18	5.94
143	Габбро (акерит). Река Витимкан	45.86	1.07	18.80	3.13	6.88	0.35	7.12
144	Гналодиабаз. Там же	46.54	2.58	16.97	3.70	7.27	0.15	5.52
145	Протеробаз. Там же	48.32	2.63	12.33	12.34	3.38	—	4.66
146	Диабаз (тешенит). Река Бирей (басс. р. В. Ангара)	44.26	2.48	17.10	4.28	7.40	0.18	5.94
147	Порфирит диабазовый. Витимское плоскогорье, р. Сиво	45.52	—	21.56	8.57	5.60	—	3.56
148	Диабаз. Река Калар, левый берег, верхнее течение, Каларский р-н	52.70	1.17	13.62	2.02	8.63	0.20	6.12
149	Конгадиабаз. Байкал, между р. Ледяной и р. Мужинай	47.61	1.17	15.95	1.68	8.06	0.14	8.92
150	То же	49.62	1.76	13.66	15.94	Следы	0.26	5.01
151	»	51.98	1.47	15.41	2.48	7.92	0.18	5.44
152	»	52.18	1.34	15.01	2.11	7.77	0.17	6.30
153	»	56.31	1.24	14.57	2.07	9.61	0.17	2.50
154	Диабаз. Левый берег р. Чаи между I и II порогами	52.80	1.11	17.33	2.07	6.65	0.44	6.63
155	Диабаз. Правый берег р. Чаи у Длинного порога	50.54	1.79	12.11	4.59	11.28	0.63	5.90

Таблица 3 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O*	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
1.21	3.84	3.46	0.25	0.48	—	—	100.18	Сучков, 1947
2.04	4.92	3.44	0.26	0.72	—	—	99.77	
0.40	6.33	3.52	0.18	0.69	—	—	99.75	
3.97	5.97	3.49	0.21	—	—	BaO — 0.56	100.37	Геологический комитет, 1932
1.27	6.00	5.84	0.24	0.87	—	—	100.25	
3.48	5.23	1.87	0.22	1.30	1.00	—	99.25	
3.40	4.85	4.31	0.15	3.37	—	CO ₂ — 2.77	102.44	
4.18	4.45	5.06	—	3.33	—	—	99.11	
4.48	4.54	3.66	0.32	3.02	—	CO ₂ — 1.19	101.46	То же, 1916
6.65	4.76	2.64	3.06	—	—	—	99.91	
4.01	3.43	3.27	—	1.58	—	—	99.47	
5.01	3.35	3.54	0.07	1.75	—	—	100.53	То же, 1932
6.06	3.05	3.95	0.66	—	0.27	—	99.63	То же, 1916
7.60	2.13	3.91	1.49	—	0.29	—	99.67	
8.55	2.14	1.15	2.67	—	—	—	99.91	
9.12	2.61	1.59	0.71	3.01	—	CO ₂ — 0.48	100.45	То же, 1932
4.91	3.82	3.49	0.27	2.12	—	—	99.80	Бобин, 1933
8.39	0.76	5.79	0.28	1.65	—	—	100.16	Павловский и Цветков, 1934
6.06	4.24	2.35	0.32	4.60	—	—	99.57	Геологический комитет, 1932
7.42	4.47	2.77	0.24	2.15	—	—	100.18	
9.44	3.00	1.01	0.26	1.85	0.84	—	99.56	
8.63	4.66	4.76	0.88	—	—	CO ₂ — 0.68	102.25	Молдаванцев, 1924
8.54	3.05	1.09	0.38	3.04	—	—	99.31	Геологический комитет, 1932
7.62	4.09	1.42	0.50	3.45	—	CO ₂ — 1.51	101.32	
6.35	4.37	1.57	0.39	1.90	1.27	—	99.51	
8.63	4.66	2.76	0.88		—	CO ₂ — 0.68	100.25	Струве, 1921
5.74	3.39	2.66	—	2.78	—	—	99.38	Поленов, 1899
8.83	2.40	1.56	0.27	2.65	—	CO ₂ — 0.04	100.21	Бобин, 1933
11.26	2.82	0.92	0.36	0.94	—	FeS ₂ — 0.09	99.92	Павловский и Цветков, 1936
8.06	2.78	0.97	0.34	1.73	—	—	100.13	
8.60	2.52	1.46	0.52	2.22	—	—	100.12	
9.44	2.52	1.68	0.34	1.46	—	—	100.32	
5.14	3.04	2.30	0.73	2.67	—	—	100.35	
8.55	2.49	0.90	0.36	0.66	0.17	SO ₃ — 0.09	100.25	Домбровский, 1940
3.27	2.18	0.79	0.20	1.04	0.33	SO ₃ — 0.50	100.15	

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
156	Порфирит диабазовый. Левый берег р. Бугульдейки, между падями Куртук и Игерей, зап. Прибайкалье	51.60	0.86	14.71	3.92	6.13	0.18	6.68
157	Кварцевый порфир. Верховье р. Елохиной, зап. Прибайкалье	63.59	1.15	13.97	5.25	3.27	0.08	1.65
158	Кварцевый порфир. Зап. склон хр. Приморского против р. В. Мужинай	64.30	0.85	14.29	1.90	4.32	0.03	1.30
159	Кварцевый порфир. Верховье р. М. Косы, зап. Прибайкалье . .	68.56	0.10	14.78	2.16	2.03	0.08	0.27
160	Кварцевый порфир. Зап. склон хр. Приморского против р. М. Косы	73.80	0.40	13.91	0.90	1.15	0.04	0.38
161	Ортофир. Река Кунерма, зап. Прибайкалье	62.97	1.08	14.73	1.73	5.61	0.13	3.69
162	Ортофир. Река Окунайка, сев.-зап. Прибайкалье	60.42	1.15	15.41	3.66	4.30	0.08	0.97
163	Кварцевый порфир. Чая-Чуйский водораздел	72.44	Следы	14.98	0.99	1.35	0.04	0.31
164	Кварцевый кератофир. Ципиканский р-н	67.44	0.11	16.00	2.43	1.55	—	0.57
165	Кварцевый порфир. Там же . . .	73.00	Следы	15.60	2.01	0.66	—	0.15
166	Кварцевый кератофир. Река Октожит, Баргузино-Намамский р-н	74.58	0.16	14.14	0.39	0.49	0.03	0.42
167	Порфир трахитонидный. Хр. Северо-Муйский	60.04	1.29	11.76	3.30	4.23	0.13	5.27
168	Гранит гнейсовидный. Верховье р. Н. Ларбы, Алдано-Олекминский водораздел	70.90	0.10	15.19	1.21	1.01	0.02	0.85
169	Гранит лейкократовый. Правый берег р. Нюкжи в 22 км от устья	68.36	0.92	15.74	1.98	2.42	0.10	0.71
170	Гранит биотитовый. Река Гарга, хр. Икатский	72.59	0.01	13.49	3.08	0.67	0.01	1.54
171	Гранит роговообманково-биотитовый. Левый берег р. Чары, верхнее течение, массив Кодар . .	72.28	0.42	12.54	—	3.65	—	0.24
172	Гранит порфировидный. Хр. Северо-Муйский	71.98	0.32	12.58	1.70	2.39	0.04	0.90
173	Гранит. Там же	71.31	0.24	9.85	4.81	2.11	0.06	1.09
174	Гранит жильный. Верхнее течение р. Чары, левый берег, массив Кодар	74.51	—	13.52	—	0.81	—	0.06
175	То же	74.69	0.35	11.71	0.72	2.29	—	—
176	Гранит роговообманково-пироксенный. Там же	75.26	0.26	11.84	0.18	2.41	—	—
177	Габбро-норит. Река Чина (верховье р. Калара)	45.21	3.11	13.34	7.57	0.54	—	6.27
178	Диорит. Верхнее течение р. Чары, левый берег, массив Кодар	51.72	1.25	18.63	2.06	6.30	0.07	4.62
179	Монцонит. Там же	57.68	0.92	18.27	1.44	4.82	0.06	3.44
180	Гарцбургит. Там же	41.84	0.52	6.79	2.14	13.64	0.13	27.62
181	Диабаз авгитовый жильный. Там же	51.02	1.39	14.38	1.25	9.41	0.22	7.09

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
10.60	1.84	0.46	0.14	2.78	—	BaO — 0.02	99.92	} Павловский и Цветков, 1938
1.02	3.46	3.94	0.41	1.92	—	—	99.71	
2.40	2.40	5.84	0.24	2.30	—	—	100.17	} Павловский и Цветков, 1936
1.63	3.57	5.36	0.19	1.14	—	—	99.87	
0.64	4.38	3.41	0.20	1.00	—	—	100.21	
0.84	3.79	2.02	0.32	2.60	0.09	BaO — 0.09; CO ₂ — 0.10	99.79	} Арсеньев, 1938
2.86	5.02	4.78	0.12	1.86	—	—	100.63	
0.95	4.20	4.20	0.11	0.62	—	—	100.19	Дитмар, 1934
1.65	3.61	4.21	—	2.26	—	—	99.83	} Геологический комитет, 1916
0.72	2.98	4.09	0.53	—	—	—	99.74	
1.07	6.76	0.96	0.40	—	0.09	CO ₂ — 0.61	100.10	Эскола, 1930
4.78	3.09	0.58	0.05	3.19	—	CO ₂ — 2.01	99.72	Мейстер, 1932
2.66	4.96	2.28	0.11	0.47	—	—	99.86	Соболев, 1933
1.64	2.51	4.35	1.12	0.12	—	Cr ₂ O ₃ — 0.01; BaO — 0.04	100.02	Лебедев, 1935
0.01	4.37	3.57	0.02	0.18	0.05	SO ₃ — 0.27; п.п.п. — 0.17	100.03	Валединский и др., 1940
1.14	2.82	4.72	0.20	—	0.10	п.п.п. — 1.33	99.74	Теременская и Василько- ва, 1950
1.12	0.02	5.02	0.09	0.74	—	CO ₂ — 0.26	100.59	} Семенов, 1944
2.32	3.42	3.72	—	—	—	—	99.69	
1.01	4.39	4.52	0.16	—	0.10	п.п.п. — 0.46	99.54	} Теременская и Василько- ва, 1950
0.98	3.37	4.74	0.02	—	0.04	п.п.п. — 0.58	99.49	
0.81	3.13	4.78	0.08	—	0.04	п.п.п. — 0.85	99.44	
10.18	2.21	0.45	0.30	0.83	—	—	100.18	Петрусевиц, 1938
7.53	2.56	1.33	—	—	0.16	п.п.п. — 3.70	100.23	} Теременская и Василько- ва, 1950
6.39	2.70	2.36	—	—	0.29	п.п.п. — 1.66	100.57	
3.00	0.75	0.56	—	—	0.11	п.п.п. — 3.32	100.24	
10.11	2.57	0.36	0.16	—	0.13	п.п.п. — 2.37	100.46	

Числовые характеристики магма

№ анализа	Название и местонахождение породы	a_3	c_4	b
1	Габбро лейкократовое. Байкал, Курлинская губа	6.42	12.86	22.29
2	Габбро. Байкал, ключ Тошка	10.45	9.58	19.57
3	Амфиболит. Байкал, мыс Курла	6.14	8.81	30.94
4	Сланец доизито-актинолитовый. Байкал, Курлинская губа	8.97	15.11	12.20
5	Габбро-порфирит. Там же	8.55	8.85	22.28
6	Габбро. Байкал, между р. Бугульдейкой и р. Ангой	7.98	8.12	27.91
7	Габбро меланократовое. Там же	1.90	3.75	42.68
8	Габбро-сиенит (контактный). Байкал, между р. Бугульдейкой и р. Ангой, падь Крестовая	10.47	8.72	21.41
9	Амфиболит полевошпатовый. Байкал, между р. Бугульдейкой и р. Ангой	1.24	9.06	41.10
10	Габбро меланократовое. Малое море	4.06	8.07	32.72
11	Габбро. Там же	5.63	8.02	26.92
12	Амфиболит. Там же	6.05	7.55	25.54
13	Габбро-диорит окварцованный. Правый берег р. Бахтарнака в 15 км от устья, Витимо-Муйский р-н	9.38	7.75	8.89
14	Габбро-диорит. Правый берег р. Куонды в 10 км от устья. Витимо-Муйский р-н	8.45	7.39	23.00
15	Габбро. Правый берег р. Нечеры, Патомское нагорье	2.41	15.30	17.91
16	Лерцолит. Река Верета, Патомское нагорье	1.29	7.01	41.49
17	Горнблендит. Там же	8.16	6.66	29.85
18	То же	5.56	6.50	31.83
19	»	12.61	6.74	34.20
20	Гранит. Байкал, к югу от р. Ледяной	13.13	2.10	6.43
21	Гранит-аплит. Там же	14.52	1.38	2.31
22	Гранит-аплит. Байкал, верховья р. Елохиной	13.88	0.74	4.55
23	Нордмаркит. Байкал, к северу от устья р. Елохиной	23.1	0.33	3.26
24	Нордмаркит. Байкал, близ устья р. Хибелена	20.75	2.21	4.34
25	Нордмаркит. Байкал, верховья ключа к югу от р. М. Косы	19.68	0.87	10.10
26	Нордмаркит. Байкал, устье того же ключа	22.40	0.88	4.22
27	Гранит. Байкал, верховья р. Мужинай	13.3	2.12	3.55
28	Аплит. Малое море	14.09	0.26	2.61
29	Гранит. Малое море, окрестности улуса Зама	14.14	1.44	2.49
30	Гранит аляскитовый. Водораздел Байкала и среднее течение р. М. Бугульдейки	12.48	1.71	2.75
31	Граносиенит. Там же	15.10	3.72	2.30
32	Граносиенит. Река Кичера, сев.-зап. Прибайкалье	15.87	0.65	8.91
33	Граносиенит. Водораздел Гоуджокита и Дельбетинды, хр. Унгдар, сев.-зап. Прибайкалье	15.48	2.52	7.20
34	Сиенит меланократовый. Голец Сегмунд, хр. Унгдар, сев.-зап. Прибайкалье	14.26	0.26	20.15
35	Граносиенит. Долина р. Куермы выше ключа Давана, сев.-зап. Прибайкалье	14.70	2.58	7.62
36	Гранодиорит. Долина р. Куермы, среднее течение, сев.-зап. Прибайкалье	12.40	3.38	8.82
37	Гранит лейкократовый. Река Окунайка, сев.-зап. Прибайкалье	15.16	1.26	2.95
38	Граносиенит. Река Шаманов, Мамско-Чуйский р-н	16.62	0.99	5.14
39	Гранит лейкократовый. Верховья р. Б. Чуи, Мамско-Чуйский р-н	16.80	1.07	1.50
40	Сиенит субщелочной. Вершина большого гольца к юго-востоку от устья р. Кункудеры, Мамско-Чуйский р-н	20.85	1.08	10.23
41	Гранит. Левый берег р. Мамы, выше устья р. Брамьи, Мамско-Чуйский р-н	10.54	1.95	10.21

Таблица 4

тических пород протерозоя

<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	Автор и год
58.53	—	34.30	54.20	11.50	95.23	—8.44	Арсеньев, 1938
60.40	—	48.68	35.09	16.23	80.28	—9.68	
54.11	—	28.50	50.45	21.04	88.63	—12.87	
63.65	—	47.74	46.45	5.81	91.22	—5.68	
60.32	—	50.98	38.57	10.45	89.80	5.31	
69.09	—	25.36	32.02	42.61	56.89	—4.15	
51.63	—	23.66	32.44	43.89	73.3	—4.25	
59.39	19.66	49.15	31.18	—	77.7	—10.87	Павловский и Цветков, 1938
48.58	—	25.42	30.30	44.27	88.8	—14.36	
55.15	—	37.06	51.76	11.18	90.00	—7.89	
59.43	—	26.95	25.14	47.91	92.5	—0.42	
60.86	—	35.48	45.97	18.55	86.36	2.07	
73.98	—	60.80	37.60	1.60	92.42	21.25	Арсеньев, 1940
61.16	—	42.20	44.95	12.85	78.34	—1.97	
64.38	—	45.37	41.18	13.45	93.75	8.64	Мейстер, 1914
50.20	—	25.42	51.33	23.25	90	—9.18	
55.28	—	30.75	51.93	17.31	66.7	—12.37	
56.21	—	30.10	45.70	24.20	73.17	—5.30	
56.45	—	27.16	51.62	21.22	40	0.94	
78.34	—	72.63	18.95	8.42	53.60	28.32	
81.79	34.29	45.71	20.00	—	50.91	33.13	
80.80	58.82	26.47	14.70	—	58.49	33.13	Павловский и Цветков, 1936
73.31	44.90	32.65	22.45	—	78.73	0.10	
72.70	—	60.65	32.79	6.56	56.85	1.69	
69.35	41.34	30.00	28.66	—	55.48	—1.53	
72.50	12.90	67.74	19.36	—	52.43	—0.68	
81.00	—	49.06	43.40	7.54	66.00	33.31	
83.08	50.00	40.00	10.00	0.26	35.18	37.68	
81.93	63.16	28.95	7.89	—	71.29	31.65	Кульчицкий, 1940
83.06	71.43	19.05	9.52	—	47.36	40.45	
78.88	41.18	41.18	17.64	—	78.34	23.88	
74.54	68.64	26.23	5.09	—	63.93	—16.72	
74.80	—	84.62	6.73	8.65	49.55	17.65	Арсеньев, 1938
65.33	—	62.83	9.21	27.96	66.00	5.80	
75.10	—	71.43	19.64	8.93	54.62	18.22	
75.90	—	75.21	14.05	10.74	54.50	21.27	Дитмар, 1934
80.61	27.27	65.90	6.82	—	47.36	29.66	
77.25	56.41	33.34	10.25	—	50.00	20.25	Сучков, 1934
80.63	—	65.21	21.72	13.05	54.76	26.59	
67.84	—	48.34	17.21	34.45	77.27	7.10	Федоров, 1935
77.29	76.43	17.19	6.37	—	75.30	31.56	

№ анализа	Название и местонахождение породы	a_2	c_4	b
42	Граносиенит. Устье р. Мамской Брамь, Мамско-Чуйский р-н	15.10	2.89	4.31
43	Кварцевый сиенит. Правый берег р. Мамы, вершина гольца против устья Брамь, Мамско-Чуйский р-н	13.65	3.19	11.65
44	Кварцевый монзонит. Правый берег р. Мамы, выше устья р. Б. Угли	14.25	3.40	6.15
45	Кварцевый сиенит. Левый берег р. Витима, нижнее течение р. М. Лабазной, Мамско-Чуйский р-н	14.96	3.32	9.90
46	Гранит. Левый берег р. Витима к югу от р. М. Лабазной, Мамско-Чуйский р-н	13.74	1.59	5.75
47	Граносиенит. Река Витим, Энгажиминский массив	16.34	2.21	1.94
48	То же	17.88	2.22	3.69
49	»	17.20	1.87	4.61
50	Граносиенит. Река Олер, Энгажиминский массив	15.83	2.97	6.27
51	Граносиенит. Река Витим, Энгажиминский массив	18.49	2.17	3.46
52	Гранит биотитовый. Патомское нагорье, Жуинский массив	10.63	3.32	4.32
53	То же	13.93	3.21	3.34
54	»	11.70	3.70	5.79
55	Граносиенит. Патомское нагорье, Бульбухтинский массив	16.52	0.86	4.44
56	Гранит аляскитовый. Патомское нагорье, Джегдакарский массив	13.78	0.65	3.52
57	Гранит мусковитовый субшелочной. Патомское нагорье, верховье р. Бугарихты	12.77	1.95	5.61
58	Гранит мусковитовый. Патомское нагорье, верховье р. Котулака	11.63	3.52	5.81
59	Средний состав константиновских гранитов. Патомское нагорье, пос. Константиновский	13.88	2.21	3.01
60	Средний состав константиновских гранит-порфиров и порфиров. Там же	12.42	2.47	3.87
61	Граносиенит эгирин-авгитовый. Байкал, п-ов Святой Нос	18.60	0.26	2.77
62	Святоносит аплитовый. Там же	17.84	3.25	10.59
63	Святоносит (андрадитовый сиенит). Там же	17.23	1.76	14.21
64	Граносиенит лейкократовый. Там же	16.61	1.40	2.48
65	Граносиенит. Байкал, вост. берег, мыс Безымянный	15.94	2.50	6.65
66	Гранит лейкократовый субшелочной. Там же	15.50	0.75	2.83
67	Сиенит. Байкал, о. Бакланий в Чевыркуйском заливе	15.44	3.99	9.76
67a	Гранит биотитовый. Баргузино-Туркинский р-н	11.59	1.49	6.32
67b	Гранит лейкократовый. Там же	11.87	0.96	7.68
67c	Гранит порфировидный. Там же	11.05	1.88	10.07
68	Монзонит (гибридный). Нижнее течение р. Б. Чевыркуя, вост. Прибайкалье	14.03	5.95	16.64
68a	Монзонит (гибридный). Байкал, вост. берег, мыс Безымянный	14.34	7.31	15.01
69	Монзонит приконтактовый. Хр. Баргузинский	13.02	6.36	14.31
70	Гранит порфировидный. Река Кидымит	14.50	2.40	2.90
71	Граносиенит биотитовый. Хр. Икатский, Кидымитский р-н	15.90	1.40	4.10
72	Кварцевый сиенит. Нижнее течение р. Турки, вост. Прибайкалье	13.50	3.83	11.87
73	Гранит лейкократовый. Река Витим, 30 км ниже с. Романовки	12.14	2.37	4.75
74	Гранит лейкократовый субшелочной. Река Витим, ниже устья р. Калара	15.27	1.87	3.21
75	Кварцевый сиенит лейкократовый. Ципиканский р-н	13.97	3.63	10.41
76	Сиенит меланократовый субшелочной. Там же	15.57	1.65	13.79
77	Тоналит (банатит). Река Кориго, Ципиканский р-н	7.40	6.63	4.80
78	Диорит кварцево-слюдяной (контактовый). Среднее течение р. Сивака, Ципиканский р-н	8.23	6.62	20.35

Таблица 4 (продолжение)

<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	Автор и год
77.66	40.62	35.93	23.43	—	50.00	22.27	Сучков, 1947
71.51	—	41.52	29.82	28.66	59.00	12.63	Федоров, 1935
76.20	54.00	28.00	18.00	—	74.50	20.5	
71.82	26.03	49.32	24.65	—	68.00	10.40	
78.92	52.87	34.48	12.64	—	64.42	28.77	
79.51	—	68.97	17.24	13.79	60.65	24.13	
76.20	—	47.17	28.30	24.53	65.89	14.43	Мейстер, 1914
76.33	—	44.92	18.84	36.23	62.79	17.42	
74.97	26.80	68.04	5.16	—	55.00	15.76	
75.88	—	58.80	19.60	21.54	51.47	12.61	
81.73	70.77	29.23	—	—	81.25	38.90	
79.52	40.00	42.00	18.00	—	70.19	24.77	
78.81	14.07	55.81	30.12	—	74.71	30.52	
78.18	44.78	37.31	17.91	—	39.20	22.46	
82.05	70.37	29.63	—	—	61.32	35.89	
79.67	86.05	13.95	—	—	78.58	30.76	
79.94	71.26	24.14	4.60	—	74.71	34.45	Герасимов, 1926
80.96	22.22	64.45	13.33	—	53.84	31.83	
81.24	41.38	41.38	17.24	—	63.44	34.17	Эскола, 1921
78.37	—	45.24	14.28	40.48	56.02	19.28	
68.32	—	43.14	9.15	47.71	56.58	—2.29	
66.80	—	36.36	13.40	50.24	64.58	—2.62	
79.51	—	75.67	16.22	8.11	62.09	23.94	
73.91	—	51.33	28.32	20.35	56.78	14.44	Аверьянов и Салоп, 1941
80.92	—	58.13	23.27	18.60	43.22	30.09	
70.78	—	52.82	39.43	7.74	70.50	6.72	Валицкая, 1941
80.57	76.29	13.40	10.30	—	89.9	36.50	
79.47	77.31	14.28	8.40	—	83.7	34.26	
77.00	61.94	23.87	14.19	—	89.4	30.02	
63.34	—	52.34	41.27	6.38	59.50	—7.29	Аверьянов и Салоп, 1941
63.32	—	63.90	21.46	14.63	69.30	—8.33	Эскола, 1921
66.28	—	41.88	46.77	11.33	60.90	0.19	Аверьянов и Салоп, 1941
80.20	28.00	49.00	23.00	—	54.00	29.00	Шахварстова, 1947
78.60	51.00	35.00	13.00	—	47.00	24.00	
70.80	25.00	36.93	38.07	—	58.00	10.77	Гаврусевичи Заклинская, 1933
80.74	—	62.50	16.66	20.84	53.26	34.74	Монин, 1941
79.65	—	57.69	32.69	9.61	46.49	26.89	Дзевановский, 1946
71.99	—	45.40	39.47	15.13	63.72	11.41	Кравцов и др., 1939
68.99	18.18	40.67	41.15	—	61.00	5.29	
71.17	11.12	39.81	49.07	—	38.80	20.91	Геологический комитет, 1916
64.80	—	33.06	46.78	20.16	49.09	6.52	

№ анализа	Название и местонахождение породы	a_3	c_4	b
79	Габбро слюдяно-роговообманковое (контактовое). Ключ Сивак, Ципиканский р-н	6.15	8.32	20.11
80	Монцонит. Басс. р. Ципикана	11.41	6.62	16.60
81	То же	11.92	6.21	11.77
82	»	12.82	5.92	14.28
83	»	12.82	7.04	12.39
84	Гранит Хр. Икатский (Баргузинский склон), Ципиканский р-н	13.04	1.82	7.37
85	Монцонит. Там же	13.94	6.34	17.45
86	Граносиенит. Река Намама, гора Лагерная	15.38	2.35	6.67
87	Кварцевый сиенито-диорит. Там же	13.69	4.41	11.73
88	Гранит лейкократовый. Левый берег р. Витима, ниже Парамского порога (южный массив) Витимо-Муйский р-н	16.37	0.06	3.98
89	Гранит аляскитовый. Левый берег р. Витима, выше устья р. Королока (сев. массив), Витимо-Муйский р-н	15.40	0.06	2.20
90	Гранит аляскитовый. Верхнее течение р. Королока (сев. массив), Витимо-Муйский р-н	14.45	0.00	3.56
91	Гранит роговообманково-биотитовый, левый берег Витима, ниже Парамского порога (южный массив) Витимо-Муйский р-н	12.55	2.22	4.79
92	Адамеллит. Левый берег р. Витима, хр. Северо-Муйский	10.79	7.19	15.26
93	Адамеллит. Там же	13.21	4.19	8.05
94	Гранит. Верхнее течение р. Кемени, Каларский р-н	12.91	2.49	6.05
95	Плагิโอгранит. Среднее течение р. Олекмы (ниже р. Олдонсо)	10.14	4.59	6.48
96	Гранит. Там же	12.51	3.23	4.65
97	Гранит. Верхнее течение р. Калара, Каларский р-н	12.40	2.43	5.53
98	Гранит. Река Кетемахта (пос. 11 Октября), Каларский р-н	13.96	2.53	4.59
99	Граносиенит. Водораздел между р. Иликаном и р. Овунму- китом, Олекмо-Каларский р-н	16.06	2.97	2.57
100	Граносиенит. Водораздел ключей Охок и Ниваки, Олекмо- Каларский р-н	16.76	2.51	4.22
101	Сиенит. Река Дырында, Олекмо-Каларский р-н	17.48	3.87	10.48
102	Кварцевый сиенит. Ключ Аммананмакит, Верхне-Олекмин- ский р-н	14.25	2.45	11.28
103	Граносиенит. Река Желтукта, Верхне-Олекминский р-н	15.12	2.47	6.49
104	Сиенит нефелиновый. Левый берег р. Гоуджокита, сев.-зап. Прибайкалье	24.90	4.65	10.08
105	Сиенит нефелиновый. Река Левая Мама, Мамско-Ангар- ский р-н	27.58	0.77	5.63
106	То же	31.19	0.07	4.35
107	»	21.89	5.41	11.73
108	Сиенит нефелиновый. Река Ангаджан (басс. р. В. Ангарты), Мамско-Ангарский р-н	23.70	2.14	8.86
109	Сиенит нефелиновый. Река Умогли (правый приток р. Ципы), Ципиканский р-н	27.27	1.33	7.50
110	Сиенит нефелиновый. Река Сакку (правый приток р. Хапи), Олекминский р-н	34.30	0.72	4.46
112	Гранит лейкократовый. Байкал, ключ Тошка, Северо-Бай- кальское нагорье	15.44	1.73	0.93
113	Гранит-пегматит. Река Мочекита, Мамско-Чуйский р-н	11.85	1.03	9.08
114	Гранит-пегматит. Мамско-Чуйский р-н	15.91	0.86	3.02
115	То же	12.93	2.06	6.07
116	Гранит лейкократовый жильный. Левый берег р. Мамы у Соловьевского переката, Мамско-Чуйский р-н	13.36	1.89	5.36
117	Пегматит двуслюдяной. Река Камнига, Мамско-Чуйский р-н	12.40	3.93	5.53
118	То же	12.71	2.26	7.94

Таблица 4 (продолжение)

<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	Автор и год
65.42	—	33.33	47.23	19.44	52.20	10.22	Геологический комитет, 1916
65.37	—	42.15	40.94	16.91	75.30	1.30	Геологический комитет, 1913
70.00	—	54.17	35.12	10.71	64.70	10.15	
66.98	—	48.79	37.07	14.14	63.05	2.40	
67.73	—	45.46	44.32	10.22	68.47	2.80	Кульчицкий, 1945
77.75	56.63	35.39	7.96	—	96.00	27.62	
62.25	—	48.99	40.16	10.84	77.70	—9.70	
75.60	—	46.47	32.32	21.21	50.00	18.09	Эскола, 1930
70.16	—	47.06	42.35	10.59	70.70	8.89	
79.59	—	67.22	16.39	16.39	60.00	26.38	Мейстер, 1932
82.34	—	85.30	5.88	8.82	57.14	33.82	
81.99	—	80.00	5.45	14.55	58.03	35.08	
80.44	39.44	42.25	18.31	—	60.21	33.66	Павловский и Цветков, 1934
66.76	—	46.95	47.89	5.16	73.33	4.70	
74.54	35.89	40.18	23.93	—	67.70	18.48	
78.55	—	66.67	25.56	7.77	53.48	28.79	Арсеньев, 1936
78.75	31.25	37.50	31.25	—	73.33	32.67	
79.57	23.19	52.17	24.63	—	78.49	30.93	
79.64	4.87	68.29	26.83	—	42.39	32.05	Бобин, 1933
78.92	34.78	37.68	27.54	—	67.62	27.39	
78.40	26.31	47.37	26.31	—	71.47	21.71	Павловский и Цветков, 1934
76.48	31.25	50.00	18.75	—	51.97	16.96	
68.16	—	46.98	39.59	13.42	42.74	—2.50	
72.02	59.17	25.44	15.38	—	61.10	13.09	Доненко, 1945
75.82	22.92	59.38	17.70	—	63.40	18.83	
60.37	—	64.24	24.82	10.94	62.13	—33.71	Арсеньев, 1938
66.02	35.00	46.25	18.75	—	38.77	—23.89	Дитмар, 1934
64.38	—	34.92	15.87	49.21	88.00	—33.68	
60.94	—	23.66	32.54	43.78	91.10	—27.28	
65.30	—	74.19	16.13	9.68	54.83	18.94	Молдаванцев, 1924
63.90	35.51	62.62	1.87	—	78.35	—28.07	Половинкина, 1922
60.52	—	83.88	8.08	8.08	64.20	—48.28	Егорова, 1931
81.90	57.14	35.71	7.14	—	65.71	31.79	Арсеньев, 1938
78.03	65.24	17.02	17.73	—	63.00	31.34	
80.21	73.91	19.56	6.52	—	56.20	27.74	
78.90	71.73	16.30	11.95	—	62.30	29.92	Сучков, 1947
79.39	78.05	14.63	7.32	—	76.47	30.32	Федоров, 1935
80.14	86.80	9.43	3.77	—	83.00	—31.55	
77.09	76.67	15.83	7.50	—	60.41	26.50	

№ анализа	Название и местонахождение породы	a_3	c_4	b
119	Пегматит мусковитовый. Река Колотовка, Мамско-Чуйский р-н	13.38	1.29	4.59
120	Гранит аплитовидный жильный. Там же	14.63	1.86	2.79
121	Гранит-порфир. Верховья р. Б. Чуи, Чуйский р-н	16.22	0.84	4.36
122	Гранит-порфир. Водораздел р. Кылаха и р. Таняктаха, Чуйский р-н	12.85	1.37	7.86
123	Гранит-порфир. Междуречье рек Джаланжы и Вогадикты, Чуйский р-н	15.50	2.50	2.70
124	Бостонит. Река Витимкан	18.50	0.46	4.33
125	Сиенит-порфир эгириновый. Река Усой, Ципиканский р-н	17.62	0.86	11.05
126	Нордмаркит. Река Витимкан	21.62	0.95	5.66
127	Сиенит (акерит). Там же	14.43	2.77	15.61
128	То же	17.95	3.91	9.26
129	Сиенит биотито-роговообманковый, щелочной. Река Каравикт, Ципиканский р-н	18.87	4.00	13.55
130	Сиенито-диорит. Река Витимкан	16.13	4.90	15.07
131	Сиенито-диорит. Правый берег р. Иликана, Ципиканский р-н	14.59	3.26	23.22
132	Диорит кварцевый. Ципиканский р-н	12.42	4.90	11.94
133	Андезинофир биотитовый. Река Витимкан	12.55	4.34	13.93
134	Малхит. Ципиканский р-н	12.89	6.66	13.83
135	То же	10.51	5.75	23.07
136	Спессартит. Там же	6.35	7.10	27.74
137	Камптонит. Река Витимкан	8.55	7.10	26.48
138	Лампрофир. Река Кетемахта, Каларский р-н	14.08	5.53	11.85
139	Вогезит. Река Дырында, Олекмо-Каларский р-н	10.00	3.37	30.24
140	Порфирит эссекситовый. Река Витимкан	13.64	5.21	17.91
141	То же	14.48	5.17	20.17
142	»	8.61	7.74	23.62
142a	Диабаз эссекситовый. Верховья р. Н. Бирей (басс. р. В. Ангара), Верхне-Ангарский р-н	16.73	2.88	28.03
143	Габбро (акерит). Река Витимкан	8.91	8.98	25.27
144	Гналодиабаз. Там же	11.63	6.17	24.25
145	Протеробаз. Там же	11.60	2.27	26.38
146	Диабаз (тешенит). Река Бирей, басс. р. В. Ангара	14.59	4.38	27.68
147	Порфирит диабазовый. Витимское плоскогорье, р. Сиво	12.41	7.52	24.07
148	Диабаз. Река Калар, левый берег, верхнее течение, Каларский р-н	7.66	5.26	25.99
149	Конгадиабаз. Байкал, между р. Ледяной и р. Мужинай.	7.45	6.84	30.96
150	То же	7.95	5.53	27.98
151	»	7.84	6.66	23.61
152	»	8.06	6.01	25.42
153	»	10.32	4.95	17.36
154	Диабаз. Левый берег р. Чаи, между I и II порогами	6.97	8.36	22.42
155	Диабаз. Правый берег р. Чуи у Длинного порога	6.33	4.24	28.91
156	Порфирит диабазовый. Левый берег р. Бугульдейки, между падами Куртук и Игерей, зап. Прибайкалье	4.91	7.61	26.66
157	Кварцевый порфир. Верховья р. Елохиной, зап. Прибайкалье	13.13	1.22	13.35
158	Кварцевый порфир. Зап. склон хр. Приморского, против р. В. Мужинай	14.00	2.70	8.30
159	Кварцевый порфир. Верховья р. М. Косы, зап. Прибайкалье	15.60	1.98	4.51
160	Кварцевый порфир. Зап. склон хр. Приморского, против р. М. Косы	13.91	0.78	4.69
161	Ортофир. Река Кунерма, зап. Прибайкалье	10.74	0.98	18.65
162	Ортофир. Река Окунайга, сев.-зап. Прибайкалье	18.00	1.29	11.08
163	Кварцевый порфир. Чаи-Чуйский водораздел	14.92	1.12	4.36

Таблица 4 (продолжение)

<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	Автор и год
80.74	76.06	18.31	5.63	—	89.30	33.43	Альтгаузен, 1935
80.70	57.14	30.95	11.90	—	62.72	30.30	
78.62	71.64	17.91	10.44	—	67.70	23.92	
77.92	72.72	14.87	12.39	—	62.60	28.67	Сучков, 1947
79.33	50.00	32.50	17.50	—	68.70	25.13	
76.70	21.53	67.67	10.79	—	73.30	15.95	
70.47	—	46.11	19.16	34.73	72.18	4.84	Геологический комитет, 1932
71.24	—	61.44	28.92	—	61.00	—0.68	
67.17	—	61.33	28.88	9.77	80.70	2.73	
68.86	—	65.64	28.93	5.42	62.90	—2.07	То же, 1916
63.56	—	61.29	27.96	10.75	58.46	—14.60	
63.86	—	57.89	36.36	5.74	65.10	—9.40	
58.93	—	47.76	30.74	21.49	73.30	—14.58	То же, 1932
70.74	12.72	52.22	30.05	—	61.12	11.74	
69.15	—	53.96	33.16	12.87	59.30	8.89	
66.62	—	57.52	34.71	7.77	54.45	0.80	То же, 1916
60.65	—	44.67	38.85	16.47	45.30	—5.45	
58.81	—	21.95	66.59	11.46	72.34	—2.18	
57.87	—	37.43	44.81	17.75	71.20	—8.46	Бобин, 1933 Павловский и Цветкова, 1934
68.52	—	54.24	40.36	5.42	62.20	3.37	
56.42	—	38.61	39.05	22.34	16.20	—10.56	
63.23	—	54.91	29.91	15.16	73.10	—6.02	Геологический комитет, 1932
60.15	—	50.35	28.87	20.77	70.50	—13.80	
60.02	—	49.07	31.48	19.44	81.30	—4.91	
52.36	—	38.19	35.32	26.49	60.00	—32.62	Молдаванцев, 1924 Геологический комитет, 1932
56.82	—	40.17	56.16	8.67	80.30	—13.14	
57.95	—	44.51	40.65	14.83	81.40	—13.53	
59.75	—	50.75	29.29	19.95	81.00	—5.97	Струве, 1921 Поленов, 1899
53.35	—	40.10	37.10	22.80	71.42	—26.88	
55.98	15.95	57.05	26.99	—	65.40	—20.36	
61.07	—	38.74	40.00	21.31	69.60	1.58	Бобин, 1933
54.74	—	29.73	48.35	21.87	81.80	—12.25	
58.52	—	51.77	31.47	16.75	80.40	—4.37	
61.87	—	42.72	40.05	17.21	71.40	1.42	Павловский и Цветков, 1936
60.51	—	36.56	41.93	21.51	69.40	—1.11	
67.37	—	65.85	25.21	8.94	67.10	9.15	
62.25	—	38.51	51.24	10.25	80.00	2.20	Домбровский, 1940
60.52	7.96	55.72	36.32	—	79.54	4.14	
60.82	—	35.43	43.57	21.00	85.71	4.20	
72.30	22.34	56.85	20.81	—	57.73	17.12	Павловский и Цветков, 1938
75.00	—	70.00	26.67	3.33	38.61	19.30	
77.91	6.06	83.34	10.60	—	50.00	22.64	
80.62	47.22	38.89	13.89	—	66.30	32.64	Арсеньев, 1938 Дитмар, 1934
69.63	32.64	35.42	31.94	—	74.30	17.80	
69.63	—	65.65	14.72	19.63	61.63	1.97	
79.60	42.42	46.96	10.61	—	60.17	28.24	

№ анализа	Название и местонахождение породы	a_3	c_4	b
164	Кварцевый кератофир. Ципиканский р-н	14.00	1.79	7.80
165	Кварцевый порфир. Там же	11.91	0.84	8.60
166	Кварцевый кератофир. Река Октоkit, Баргузино-Нама- ский р-н	15.59	1.24	1.59
167	Порфир трахитонидный. Хр. Северо-Муйский	7.73	4.14	17.94
168	Гранит гнейсовидный. Верховья р. Н. Ларбы, Алдано-Олек- минский водораздел	13.99	3.01	3.42
169	Гранит лейкократовый. Правый берег р. Нюкжи 22 км от устья	11.44	1.93	10.17
170	Гранит биотитовый. Река Гарга, хр. Икатский	14.01	0.00	8.52
171	Гранит-роговообманково-биотитовый. Левый берег р. Чары, верхнее течение, массив Кодар	12.75	1.34	4.76
172	Гранит порфировидный. Хр. Северо-Муйский	7.28	1.32	11.67
173	Гранит. Там же	12.22	0.20	10.09
174	Гранит жильный. Верхнее течение р. Чары, левый берег, массив Кодар	15.77	0.85	1.12
175	То же	13.73	0.72	3.11
176	Гранит роговообманково-пироксеновый. Там же	13.34	0.93	2.45
177	Габбро-норит. Река Чина (верховья р. Калара)	5.38	6.27	33.77
178	Диорит. Верхнее течение р. Чары, левый берег, массив Кодар	8.03	9.51	17.21
179	Моноцит. Там же	9.78	7.98	12.36
180	Гарибургит. Там же	1.90	3.02	53.55
181	Диабаз авгитовый жильный. Там же	6.29	6.50	27.85

Химические анализы магматических по

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
-----------	-----------------------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----

П а л е о з о й

1	Гранит-порфир. Верховья р. Кур- бы, Витимское плоскогорье	73.90	0.12	14.60	1.20	0.38	Следы	0.36
2	То же	73.70	0.22	14.00	1.55	0.50	0.04	0.58
3	»	73.60	0.12	14.70	1.19	0.39	0.03	0.48
4	Гранит лейкократовый. Река Ср. Мандыген, Витимское плоско- горье	73.40	0.12	14.75	1.14	0.39	0.03	0.44
5	Гранит-порфир. Правый берег р. Ямбуа, Витимское плоско- горье	72.94	0.05	13.91	1.83	0.28	0.01	0.34
6	Гранит биотитовый. Хр. Улан- Бургасы, левобережье р. Турки, Кидымитский р-н	72.06	0.06	13.36	2.07	0.57	0.04	0.63
7	Гранодиорит. Кидымитско-Тур- кинский водораздел	65.90	0.50	15.40	2.70	2.46	0.08	2.12
8	Гранит аплитовидный. Река Ви- тим в районе устья р. Калара	73.33	0.16	14.23	0.84	0.76	0.02	0.06
9	Гранит аплитовидный. Правый берег р. Витима в щеках хр. Южно-Муйского	72.63	0.29	14.01	1.22	1.14	0.05	0.70

Таблица 4 (продолжение)

s	a'	f'	m	c'	n	Q	Автор и год
76.23 78.65	43.48 72.18	44.35 24.81	12.17 3.01	— —	56.31 52.17	22.49 32.66	} Геологический комитет, 1916
81.58 70.19	— —	54.12 39.62	45.83 50.38	— 10.00	91.60 89.28	30.76 20.78	
79.58	—	54.90	41.18	3.92	76.90	28.17	Соболев, 1933
76.46 77.47	50.98 36.09	37.91 35.33	11.11 28.57	— —	46.50 64.80	28.11 26.92	Лебедев, 1935 Валединский и др., 1940
81.15 79.73 77.49	22.54 55.70 —	70.42 31.80 58.10	7.04 12.50 17.40	— — 24.50	47.40 3.60 58.50	35.46 43.54 30.34	} Теремецкая, 1950 Семенов, 1944
82.26 82.44 83.28 54.58	— — 5.41 —	64.71 85.11 94.59 50.00	5.88 — — 31.60	29.41 14.89 — 18.40	59.70 51.90 49.50 89.70	32.13 36.70 38.95 —3.87	
65.25 69.88 41.53 59.34	— — — —	48.28 49.42 23.89 34.40	49.13 48.84 75.77 42.50	2.59 1.74 0.33 20.88	73.90 64.7 62.50 91.20	5.93 12.22 —23.76 —2.60	} Теремецкая, 1950

Таблица 5

род палеозоя, мезозоя и кайнозоя

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потери при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
-----	-------------------	------------------	-------------------	-------------------	-------------------------------	---	-------	-------------

П а л е о з о й

0.83 0.96 0.54	3.10 3.26 3.50	4.86 4.86 5.20	0.04 0.04 0.12	0.48 0.48 0.44	— — —	— — —	99.87 100.19 100.31	} Шахварстова, 1947
0.86	3.35	5.40	0.08	0.36	—	—	100.32	
1.48	3.59	5.27	0.12	0.52	—	—	100.34	
1.72	3.29	5.82	0.08	0.54	—	—	100.24	
3.76	3.90	2.50	0.08	0.64	—	—	100.04	
1.60	2.70	6.04	0.02	0.10	—	—	99.86	Дзевановский, 1946
1.63	3.84	3.86	0.12	0.19	0.18	п. п. п.—0.23	100.09	Арсеньев, 1940

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
10	Диорит эпидотовый. Левый берег р. Четкана, ниже устья ключа Каготак	59.86	0.76	19.73	1.60	2.88	0.07	1.61
11	Гранит щелочной. Река Нерчуган, верхнее течение	77.12	0.13	14.12	1.03	0.39	0.02	2.23
12	Гранит лейкократовый. Там же	73.84	0.06	16.72	0.51	0.54	0.14	0.16
13	Гранит роговообманково-биотитовый. Там же	73.14	0.24	16.20	1.50	0.89	0.07	0.49
14	Гранит. Там же	65.86	0.47	18.20	3.35	1.88	0.06	1.59

Мезозой

15	Гранодиорит. Река Ср. Ларба	64.57	0.65	14.28	3.72	2.75	0.02	1.51
16	Гранодиорит. Река В. Ларба	65.98	0.45	14.32	2.43	2.46	0.11	2.20
17	Диорит. Река Ср. Ларба	53.99	0.85	17.39	1.77	5.80	0.13	4.74
18	Монзонит. Правый берег р. Нюкжи в 1 км выше устья реки Н. Ларбы	52.84	1.26	18.39	2.25	5.34	0.11	4.23
19	Спессартит. Правый берег реки Нюкжи в ее устье	60.90	0.72	15.83	1.68	3.46	0.11	4.18
20	Кварцевый порфир. Река Витим, среднее течение	76.50	0.12	12.94	0.38	0.25	0.01	0.11
21	Кварцевый сиенит-порфир. Там же	59.40	1.01	17.48	3.19	2.72	0.09	2.21
22	Порфирит. Там же	50.83	2.65	16.48	4.96	4.53	0.08	4.55
23	Там же	47.60	3.36	15.94	6.72	4.07	0.11	4.30
24	Порфирит андезитовый. Правый берег р. Ципы, среднее течение, Ср.-Витимский р-н	53.81	4.04	17.72	0.27	5.04	2.00	3.81
25	Порфирит. Верховья р. Гужира, Верхне-Олекминский р-н	58.37	1.28	13.85	3.13	3.02	0.29	5.80
26	Меладит. Правый берег р. Олекмы, верхнее течение	52.94	3.33	14.89	2.72	5.98	0.34	3.72
27	Базальт плагиоклазовый. Река Зага, Витимское плоскогорье	53.96	—	24.38	4.65	2.87	—	2.63
28	Андезито-базальт. Левый берег р. Витима у пос. Поливцевского (ниже с. Романовки)	51.13	3.58	13.10	10.75	0.78	0.09	3.47
29	Габбро-диабаз. Река Улахан-Сыкры, правый приток р. Токко, в низовьях	47.46	3.24	19.93	5.06	7.93	0.16	6.20
30	Порфирит диабазовый. Левый берег р. Чары, ниже устья р. Токко	49.76	3.24	10.69	7.06	10.06	0.21	5.38
31	То же	48.10	3.00	11.80	8.53	6.61	0.20	6.24
32	Габбро-диабаз. Сев.-вост. часть Патомского нагорья	45.78	5.45	12.82	2.22	14.39	0.24	4.85
33	То же	41.16	4.00	14.28	2.00	11.90	0.24	6.37
34	»	47.66	3.00	15.37	2.37	11.45	0.22	4.26
35	Диабаз-пегматит. Там же	54.91	1.15	20.95	0.53	4.99	0.08	2.82

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потери при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
6.46	5.02	1.25	0.14	—	—	п. п. п.—0.79	100.17	Лебедев, 1936
0.43	2.71	2.84	0.27	0.14	0.21	SO ₃ —0.04	99.68	Мешкова, 1948
0.68	2.96	3.29	0.18	0.08	0.18	SO ₃ —0.04	99.38	
1.30	2.85	2.35	0.24	0.22	0.13	—	99.62	
1.66	2.31	3.34	0.37	0.17	0.25	SO ₃ —0.01	99.52	
М е з о з о й								
3.81	4.61	3.22	0.12	—	—	п. п. п.—0.75	100.01	Соболев, 1933
3.84	3.65	3.70	0.20	—	—	п. п. п.—0.98	100.32	
7.28	3.38	2.38	0.23	—	—	п. п. п.—1.75	99.69	
6.22	3.84	3.52	0.29	1.57	—	S—0.20; Cr ₂ O ₃ —0.03	100.09	Лебедев, 1935
4.94	4.08	3.02	0.14	1.17	—	S—0.03; Cr ₂ O ₃ —0.06; BaO—0.02	100.34	
0.78	3.40	5.10	0.28	0.11	—	—	99.98	Дзевановский, 1946
3.45	4.32	5.48	0.13	0.84	—	—	100.32	
4.27	3.80	3.88	1.76	2.25	—	—	100.04	
8.00	2.64	2.46	2.70	2.09	—	—	99.99	
5.80	2.75	3.49	—	1.03	—	—	99.76	Половинкина, 1931
6.28	4.15	3.42	0.13	0.51	—	—	100.23	Прокофьев, 1930
7.09	3.85	2.26	0.72	1.90	—	—	99.74	
6.16	1.92	1.41	2.63	—	—	—	99.61	Поленов, 1899
7.53	3.70	2.23	0.38	0.60	2.42	Летучие—0.53	100.29	Арсеньев, 1938
9.45	2.37	0.85	1.20	1.90	0.46	BaO—0.03	100.24	Арсеньев и Нечаева, 1947
6.41	2.95	1.00	0.66	2.15	0.48	—	100.05	
7.35	2.69	1.43	1.60	2.17	0.47	BaO—0.01	100.20	
8.72	2.65	1.28	0.16	0.44	1.02	—	100.02	Ивенсен и Салун, 1950
10.02	2.70	0.99	0.12	0.24	0.06	—	100.08	
9.66	2.50	1.06	0.18	0.95	1.19	—	99.87	
2.10	4.41	5.04	—	2.41	0.13	—	99.52	

№ анализа	Название и местонахождение породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
-----------	-----------------------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----

К а й н о з о й

36	Базальт. Река Шербакра, левый приток р. Витима	47.04	2.80	15.26	2.24	10.19	0.18	7.31
37	Базальт щелочной. Там же	45.21	2.95	14.85	3.80	9.35	0.12	7.66
38	Базальт щелочной. Хр. Демон-Уранский	4.83	3.01	18.33	5.53	3.90	2.29	2.83
39	Базальт авгитовый. Река Джеллинда, верховья р. Витима	44.10	—	25.59	8.28	2.88	—	4.85
40	Базальт. Река Ципа, среднее течение, Ципиканский р-н	45.05	2.72	19.52	7.45	4.78	—	3.50
41	Базальт оливинный. Река Сыни, левый приток р. Куанды, Каларский р-н	47.06	2.72	17.26	8.10	4.43	0.16	7.08
42	Базальт. Река Турка у Шаманских порогов, вост. Прибайкалье	42.42	2.58	16.25	4.78	5.03	0.12	6.07
43	Базальт. Левый берег р. Турки в нижнем течении, вост. Прибайкалье	49.80	0.90	14.09	5.51	4.67	0.19	5.44

Числовые характеристики магматических

№ анализа	Название и местонахождение пород	a	c	b
-----------	----------------------------------	---	---	---

П а л е о з о й

1	Гранит-порфир. Верховья р. Курбы, Витимское плоскогорье	13.20	0.90	5.60
2	То же	13.68	1.27	4.45
3	»	14.40	0.60	5.20
4	Гранит лейкократовый. Река Ср. Молдыген, Витимское плоскогорье	14.70	1.00	4.10
5	Гранит-порфир. Правый берег р. Ямбута, Витимское плоскогорье	15.10	1.50	2.60
6	Гранит биотитовый. Хр. Улан-Бургасы, левобережье р. Турки, Кидымитский р-н	15.10	1.10	4.10
7	Гранодиорит. Кидымитско-Туркинский водораздел	12.30	4.00	8.90
8	Гранит аплитовидный. Река Витим в районе устья р. Калара	14.47	1.94	1.61
9	Гранит аплитовидный. Правый берег р. Витима в щеках хр. Южно-Муйского	13.69	1.92	3.85
10	Диорит эпидотовый. Левый берег р. Четкана, ниже устья ключа Каготак	13.43	6.92	8.33
11	Гранит щелочной. Река Нерчуган, верхнее течение	9.38	0.44	8.69
12	Гранит лейкократовый. Там же	10.47	0.76	10.15
13	Гранит роговообманково-биотитовый. Там же	9.10	1.47	11.10
14	Гранит. Там же	9.37	1.95	16.98

Таблица 5 (продолжение)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Прочие компоненты; потеря при прокаливании (п. п. п.)	Сумма	Автор и год
К а й н о з о й								
8.30	4.46	1.92	0.60	0.60	—	—	100.90	Монин, 1941
7.65	4.44	2.78	0.16	0.24	0.97	—	100.18	Арсеньев, 1938
8.35	3.45	2.03	3.25	1.11	1.61	—	110.52	Струве, 1940
8.96	2.12	2.80	—	1.16	—	—	100.74	Поленов, 1899
7.69	2.58	1.94	—	5.51	—	—	100.74	Струве, 1940
8.36	3.11	1.50	0.08	—	0.48	—	100.34	Арсеньев, 1940
7.85	3.46	2.30	0.65	7.89	0.49	—	99.89	Аверьянов и Салоп, 1940
8.44	3.65	2.14	0.67	4.40	0.37	—	100.27	

Таблица 6

пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя

s	a'	f'	m'	c'	n	Q	Автор и год
П а л е о з о й							
80.30	65.11	23.26	11.63	—	49.00	33.30	Шахварстова, 1947
80.60	41.18	36.77	22.05	—	51.00	33.10	
79.80	60.00	25.00	15.00	—	50.00	30.20	
80.20	51.50	32.50	16.00	—	49.00	30.10	Дзевановский, 1946
80.80	—	66.50	20.50	13.00	50.00	29.90	
79.70	—	54.50	23.50	22.00	46.00	28.10	
74.80	—	54.00	40.00	6.00	70.00	21.00	Арсеньев, 1940
81.98	16.66	75.00	8.34	—	40.74	34.08	
80.54	17.24	53.45	29.31	—	60.20	32.78	
71.32	—	51.69	33.90	14.41	85.30	8.86	Мешкова, 1948
81.49	83.20	13.20	3.60	—	59.40	43.78	
78.62	88.05	9.43	2.52	—	57.30	36.01	
78.33	75.20	17.90	6.90	—	64.70	36.99	Мешкова, 1948
71.70	58.30	26.40	15.30	—	51.30	21.78	

№ анализа	Название и местонахождение пород	a	c	b
Мезозой				
15	Гранодиорит. Река Ср. Ларба	14.50	1.47	11.21
16	Гранодиорит. Река В. Ларба	13.15	2.82	9.86
17	Диорит. Река Ср. Ларба	11.23	6.39	18.38
18	Монцитит. Правый берег р. Нюкжи в 1 км выше устья р. Н. Ларбы	14.04	6.28	16.27
19	Спессартит. Правый берег р. Нюкжи в ее устье	13.25	3.84	13.91
20	Кварцевый порфир. Река Витим, среднее течение	14.28	0.92	1.18
21	Кварцевый сиенит-порфир. Там же	17.47	3.10	10.33
22	Порфирит. Там же	14.40	4.25	18.15
23	То же	10.11	6.37	22.36
24	Порфирит андезитовый. Правый берег р. Ципы, среднее течение, Ср.-Витимский р-н	11.53	6.62	14.63
25	Порфирит. Верховья р. Гужира, Верхне-Олекминский р-н	13.44	2.08	19.94
26	Мелафир. Правый берег р. Олекмы, верхнее течение	12.05	4.18	19.47
27	Базальт плагиоклазовый. Река Зага, Витимское плоскогорье	6.49	6.35	25.09
28	Андезит-базальт. Левый берег р. Витима у пос. Полищевского (ниже с. Романовки)	11.61	3.15	22.54
29	Габбро-диабаз. Река Улахан-Сыкры, правый приток р. Токко, в низовьях	6.62	6.26	28.74
30	Порфирит диабазовый. Левый берег р. Чары, ниже устья р. Токко	7.93	3.22	29.43
31	То же	8.10	3.92	29.62
32	Габбро-диабаз, Северо-вост. часть Патомского нагорья	7.59	4.69	29.67
33	То же	8.03	6.20	32.17
34	»	7.41	7.05	26.42
35	Диабаз-пегматит. Там же	17.13	2.62	16.09
Кайнозой				
36	Базальт. Река Шербакра, левый приток р. Витима	6.52	4.10	31.38
37	Базальт щелочной. Там же	13.43	2.93	30.90
38	Базальт щелочной. Хр. Демон-Уранский	11.60	7.86	20.54
39	Базальт авгитовый. Река Джелинда, верховья р. Витима	9.50	12.30	23.20
40	Базальт. Река Ципа, среднее течение, Ципиканский р-н	9.61	9.99	19.59
41	Базальт оливинный. Река Сыни, левый приток р. Куанды, Каларский р-н	8.92	7.32	26.86
42	Базальт. Река Турка у Шаманских порогов, вост. Прибайкалье	12.13	5.98	25.89
43	Базальт. Левый берег р. Турки в нижнем течении, вост. Прибайкалье	11.38	4.01	25.67

Положение кривой палеозойских магматических пород на проекции *ASB* почти отвечает средней известково-щелочной ассоциации. Заметные вариации в содержании полевошпатовой извести определяют отклонение вариационной линии от оси проекции в плоскости *CSB* и, возможно, связаны с явлениями ассимиляции.

Повышенная щелочность всего комплекса мезозойских магматических образований Байкальского нагорья наиболее резко выражена на проекции *CSB*, где соответствующая вариационная линия смещена вправо по отношению к кривой восточно-азиатской щелочной провинции. В верхней и нижней частях плоскости *ASB* вариационная линия наших пород располагается между кривыми средней известково-щелочной ас-

Таблица 6 (продолжение)

<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	Автор и год
Мезозой							
72.82	—	50.30	22.15	27.55	68.5	15.17	Соболев, 1933
74.17	—	44.20	37.40	18.40	60.20	19.21	
64.00	—	40.08	45.04	14.88	65.75	—0.80	
63.41	—	45.65	44.78	9.57	62.6	—7.54	Лебедев, 1935
69.00	—	34.47	50.48	15.05	67.3	7.66	
83.62	33.34	50.00	16.66	—	50.40	37.76	
69.10	—	52.67	36.67	10.66	54.33	0.16	Дзевановский, 1946
63.20	—	49.42	44.31	6.27	59.80	—6.65	
61.16	—	46.56	35.08	18.36	62.32	—4.27	
67.22	—	49.52	45.63	4.85	54.30	4.76	Половинкина, 1931
64.54	—	26.81	47.05	26.14	65.00	0.12	Прокофьев, 1930
64.30	—	43.21	32.86	23.93	72.10	—0.32	
62.07	55.10	27.00	17.90	—	68.08	4.81	Поленов, 1899
62.70	—	45.34	26.71	27.95	72.20	—0.97	Арсеньев, 1933
58.38	—	42.65	37.75	19.60	80.00	2.74	Арсеньев и Нечаева, 1947
59.42	—	53.36	31.09	15.55	81.03	—0.24	
58.36	—	46.64	36.20	17.16	74.58	—12.40	
57.96	—	52.60	27.60	19.80	78.10	—3.86	Ивенсен и Салун, 1950
53.60	—	43.80	35.80	20.40	80.00	—15.06	
59.12	—	52.00	28.40	19.60	76.90	—3.63	
64.16	36.9	33.10	30.00	—	57.20	—8.56	
Кайнозой							
58.00	—	38.80	40.90	20.30	78.20	—1.14	Монин, 1941
52.74	—	38.88	41.25	19.87	72.20	25.71	Арсеньев, 1938
59.90	—	57.04	25.93	17.03	72.40	—11.26	Струве, 1940
55.00	18.99	43.04	37.97	—	53.10	—21.30	Поленов, 1899
60.81	—	62.60	34.25	3.15	66.10	—7.59	Струве, 1940
56.94	—	43.12	45.45	11.43	75.00	—11.28	Арсеньев, 1940
55.97	—	38.30	43.86	17.83	70.00	—18.27	Аверьянов и Салоп, 1940
58.93	—	37.26	36.98	25.75	72.80	—8.90	

социации и восточно-азиатской щелочной провинции, пересекая последнюю в средней части диаграммы.

Серия кайнозойских лав Байкальского нагорья очень близка к породам восточно-азиатской щелочной провинции. На плоскости *ASB* вариационные линии той и другой ассоциаций почти совпадают. На плоскости *CSB* кривая наших пород, внизу прижатая к оси проекции, затем круто отклоняется влево, пересекая вариационные линии восточно-азиатской провинции и средней известково-щелочной ассоциации. Это, повидимому, объясняется присутствием относительно лейкократовых пород, имеющих ограниченное развитие и отличающихся необычайным богатством полевошпатовой известью и соответственно высокой основ-

ностью плагиоклазов. Петрохимические особенности наших пород позволяют предполагать, что северо-западное Забайкалье, отличающееся широким распространением кайнозойских базальтов, представляет северо-западную часть восточноазиатской щелочной провинции кайнозоя.

Л и т е р а т у р а

- Арсеньев А. А. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 1, 1952, стр. 117—136.
- Арсеньев А. А. и Е. А. Нечаева. Геологический очерк Олекмо-Токкинского района (ЯАССР). Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 27, 1947.
- Арсеньев А. А. и Е. А. Нечаева. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 128, 1951.
- Дзевановский Ю. К. Геологическое строение средней части р. Витим. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 6.
- Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 26, 1940.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергэня и их лавах. Сб. акад. В. А. Обручева, т. II, 1939.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.
- Иванов Б. А. Мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32, 1949.
- Ивенсен Ю. П. и С. А. Салун. Стратиграфия и тектоника северо-восточной окраины Патомского нагорья. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, вып. 15, 1950.
- Лебедев А. П. Петрографический очерк Олекмо-Тындинского района (бассейн рек Нюкжа и Чектан). Тр. Сов. изуч. производит. сил АН СССР, сер. сиб., вып. 2, 1935.
- Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Тр. Сов. изуч. производит. сил АН СССР и Инст. геол. наук АН СССР. Очерки по геологии Сибири. 1932.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I—III. 1935—1938.
- Обручев В. А. Докембрий Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. Стратиграфия СССР. Т. I. Докембрий. Изд. АН СССР, 1939.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 99, 1948.
- Павловский Е. В. и А. И. Цветков. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Тр. Сов. изуч. производит. сил АН СССР, сер. сиб., вып. 22, 1936.
- Павловский Е. В. и А. И. Цветков. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Тр. Геол. инст. АН СССР, т. 8, 1938а.
- Павловский Е. В. и А. И. Цветков. Геолого-петрографический очерк западного побережья Малого моря (западное Прибайкалье). Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, № 7, 1938б.
- Соболев В. С. Геологические исследования в бассейне рек Средней и Верхней Ларбы (Южная Якутия). Мат. Центр. геол.-разв. инст., рег. геол. и гидрогеол., сб. 2, 1933.
- Шахварстова К. А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. 23, 1948.
- Escola P. On the esboitic crystallisation of orbicular rocks. Journ. Geol. v. 46, № 3, 1938.

З. Г. УШАКОВА

ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ ЧАРНОКИТОВОГО РЯДА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

В центральной части Алданского щита, между р. Алданом на севере и бассейном р. Гонама на юге, среди толщи гиперстеновых гнейсов и бескварцевых гиперстеновых кристаллических сланцев Тимптонской (чарнокитовой) серии архея наблюдаются весьма своеобразные гиперстеносодержащие гранитоидные породы, образующие небольшие массивы. Подобные породы уже давно известны в литературе под названиями «чарнокито-мангерит-анортозитовая серия» (Анабарский массив), или «чарнокито-норитовая серия» (Украина), или, наконец, «анортозитовые породы» (юго-западная часть Прибайкалья). В зарубежной литературе подобные породы описываются под общим названием «чарнокито-мангерит-анортозитовая серия».

В пределах центральной части Алданского щита наиболее значительные выходы указанных пород известны в следующих пунктах:

1) в долине р. Алдана ниже устья р. Тимптона (между реками Сумнагином и Бюкталахом) в районе второй излучины, где они образуют скалистые обрывы;

2) в средней части долины р. Орогдакита (бассейн р. Желтулы);

3) по р. Желтуле при пересечении ее тропой, идущей из пос. Угено в пос. Тырканду;

4) в бассейне р. Гонама — в нижней части долины р. Хугды (правый приток Гонама);

5) там же ниже устья р. Гувингры, в районе небольшого правого притока Гонама — рч. Савангро;

6) в верховьях р. Усмуна (левый средний приток р. Сутама);

7) в нижней части долины р. Гонама, несколько выше впадения ее в р. Учур.

Площадь выходов обычно не велика и не превышает 15 кв. км. Контакты с вмещающими породами — с гнейсами и различными кристаллическими сланцами — либо постепенные, либо резкие. Иногда вокруг массивов гиперстеновых гранитоидов наблюдаются мигматитовые поля, возникшие в результате инъекции гранитов во вмещающие породы. Кроме того, следует отметить, что в гранитах местами наблюдаются крупные ксенолитоподобные включения вмещающих пород, сохранивших свою слоистую текстуру.

Одной из характерных особенностей гиперстеновых гранитоидных пород чарнокитового ряда в Алданском щите является непостоянство их количественно-минералогического состава; в пределах одного и того же массива они дают непрерывный ряд переходов от кислых разновидностей —

гиперстеновых гранитов и гранодиоритов, распространенных наиболее широко, до средних — гиперстеновых диоритов и даже основных, представленных преимущественно габбро-норитами.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика вышеперечисленных гиперстеновых пород и минералогически сходных с ними вмещающих метаморфических пород.

Гиперстеновые граниты, гранодиориты и диориты (чарнокиты)

Породы этого ряда характеризуются буровато-желтым, зеленоватым и зеленовато-серым цветом, массивной, реже гнейсовидной текстурой, среднезернистым или изредка крупнозернистым сложением, обычно гранитной или гипидиоморфно-зернистой структурой и непостоянным количественным минералогическим составом.

Результаты изучения количественного минералогического состава пород сведены в табл. 1.

Таблица 1

Наименование минерала	Биотито-гипер- стеновый гранит (среднее из 9 шлифов)	Биотито-гипер- стеновый гранодиорит (среднее из 4 шлифов)	Биотито-гипер- стеновый сиенит-диорит (среднее из 5 шлифов)	Среднее из 18 шлифов
Плагиоклаз	41.3	42.0	72.6	50.3
Калиевый полевой шпат	25.9	31.8	12.5	22.9
Кварц	28.0	15.2	2.4	18.5
Гиперстен	1.2	3.1	7.2	3.3
Биотит	2.4	5.7	3.2	3.4
Диопсид	—	1.6	—	0.4
Амфибол	0.3	0.2	—	0.2
Хлорит	0.1	—	0.2	—
Хлорит-иддингсит	0.3	0.1	—	0.3
Кальцит	0.1	—	—	—
Апатит	0.1	0.2	0.5	0.2
Рудный	0.3	0.1	1.3	0.5
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0

Из данных табл. 1 видно, что главную массу породы составляют плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Подчиненное положение занимают гиперстен и биотит, а в качестве примесей отмечаются диопсид, амфибол, хлорит, хлорит-иддингситовый минерал и др. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и рудным.

Переходя к описанию отдельных минералов, входящих в состав описываемых пород, следует отметить, что они по своим оптическим константам мало чем отличаются от минералов пород гнейсовой толщи; но структуры этих пород, конечно, резко различны.

Плагиоклаз наблюдается обычно в зернах таблитчатой формы, с полисинтетическими двойниками, часто с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата, количество которых вблизи контакта гранитов с гнейсовой толщей обычно увеличивается. Форма антипертитовых вростков весьма разнообразная — каплевидная, веретенообразная, пятни-

стая, удлиненно- или коротко таблитчатая и т. д. Расположены они либо параллельно двойниковым швам, либо под углом к последним. Иногда в плагиоклазе наблюдаются микроскопические включения округлых зерен кварца, призмочек апатита и т. д. Плагиоклаз обычно свежий, но часто испещрен мелкими чешуйками серицита, хлорита и выделениями эпидота-цоизита и кальцита. В некоторых случаях в плагиоклазе наблюдаются изогнутые двойниковые швы, пятнистая зональность и изредка грануляция. Зерна плагиоклаза часто имеют неправильные бухтообразные ограничения и с краев замещаются калиевым полевым шпатом.

Таблица 2

№ шлифа	<i>BNg</i>	<i>BNm</i>	<i>BNp</i>	№ плагио-клаза	Закон срастания	2 V
287	18	72.5	87.5	38	⊥ (010)	—
287	74	16	89	32	⊥ (001)	—
292	22	68	84	38	[010]	—79
285	18	72	83	35	[010]	79+
285	22.5	68	85	39	[010]	88—
733	<i>P</i> (010)12.5	<i>P</i> (010)78	<i>P</i> (010)85	30	—	—80
810	21	70	85	40	⊥ (010)	—
166	24	66	86	36	[010]	—78
166	<i>P</i> (001)82	<i>P</i> (001)7	<i>P</i> (001)90	27	—	—56
166	<i>P</i> (001)82	<i>P</i> (001)9	<i>P</i> (001)90	27	—	—54
290	22.5	67.5	86	39	[010]	—
290	20	70	84	40	⊥ (010)	—
804	15.5	76.5	87	34	⊥ (010)	—
806	21	69	88	40	⊥ (010)	—82
806	21	69	88	32	[010]	—

Примечание. Знаки + и — впереди цифры обозначают определение угла оптических осей по выходам двух осей; знаки — + и — после цифры обозначают определение этого угла по выходу одной оси.

Измерения на федоровском столике, приведенные в табл. 2, показывают принадлежность плагиоклаза к среднему и основному андезину от № 27 до № 40, с 2 V от —78 до —88°. Кроме того, в шлифе № 166 гранодиорита встречается воднопрозрачный плагиоклаз № 27 стекловатого облика, с сравнительно малым углом оптических осей 2 V = —54 и —56° с $n > n$ канадского бальзама.

Калиевый полевой шпат, более свежий, чем плагиоклаз, присутствует в зернах, резко ксеноморфных по отношению к плагиоклазу, или в антипертитовых вростках в последнем. Обычно он нерешетчатого строения, содержит микропертитовые вростки плагиоклаза. Нередко на границе его с плагиоклазом наблюдаются мирмекиновые образования.

По измерениям на федоровском столике определены ортоклаз и нерешетчатый микроклин (табл. 3).

Таблица 3

Наименование минерала	Координаты полюса спайности
Ортоклаз (Шлиф № 168)	<i>P</i> (001) <i>Nm</i> 6° <i>P</i> (001) <i>Ng</i> 88° <i>P</i> (001) <i>Np</i> 85° 2 V = —59°
Микроклин (шлиф № 282)	<i>P</i> (001) <i>Nm</i> 12° <i>P</i> (001) <i>Ng</i> 81° <i>P</i> (001) <i>Np</i> 82°

Кварц содержится либо в ксеноморфных, иногда гранулированных зернах с сильно выраженным волнистым угасанием, либо в округлых мелких зернах, включенных в плагиоклаз. Иногда кварц наблюдается в крупных выделениях, образовавшихся в результате кварцевого метасоматоза и вытеснения плагиоклаза. В последний кварц проникает по трещинкам и образует с ним бухтообразные ограничения.

Темноцветные минералы — гиперстен и биотит — в описываемых породах имеют резко подчиненное значение и составляют в сумме около 8% по объему. В некоторых случаях их количество возрастает до 20%, но не более. Гиперстен встречается обычно в мелких и реже в более крупных (до нескольких миллиметров) удлинённых призматических зернах, часто замещающих или зеленовато-бурым идингситом, по которому наблюдаются новообразования биотита, или непосредственно биотитом и изредка по краям в незначительной степени зеленым амфиболом. Иногда в гиперстене развивается яркозеленый хлорит с высоким двупреломлением. Оптические константы гиперстена, измеренные на фетодоровском столике, следующие: $2V$ от -51 до -65° ; $\angle Ng : [001]$ от 0 до 7° и $Ng - Np = 0.016$, что соответствует содержанию $FeSiO_3$, согласно диаграмме Уинчелла, от 40 (при $2V = -63^\circ$) до 55% (при $2V = -52^\circ$). Гиперстен обычно обладает заметным плеохроизмом от зеленоватого по Ng до розового по Np . Иногда наблюдается взаимное прораствание гиперстена и моноклинного пироксена, связанное или с их одновременной кристаллизацией, или с замещением гиперстена моноклинным пироксеном.

Иногда в гранитоидах встречаются и самостоятельные зерна моноклинного пироксена слабозеленоватого или грязно-буроватого цвета, с хорошо выраженной диагеновой отдельностью, с $2V = 53-57^\circ$, $\angle Ng : [001] = 48-55^\circ$ и $Ng - Np = 0.023$. В подобных случаях моноклинный пироксен наблюдается обычно вблизи контакта с вмещающими породами.

Биотит присутствует в малых количествах как постоянная составная часть породы. Он образует пластинки с неровными, «рваными» ограничениями. Выделяются две разновидности биотита: одна плеохроирует от бурого или красно-бурого до желтого или светлобурого цвета, а вторая от темнокоричневого, иногда зеленовато-коричневого (почти черного) до табачно-желтого. В биотите иногда наблюдаются точечные выделения рудного минерала и мелкие чешуйки хлорита. Изредка наблюдается и зеленая роговая обманка, развивающаяся за счет моноклинного пироксена или в результате взаимодействия плагиоклаза с моноклинным пироксеном с новообразованиями кварца.

Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом и др., количество их заметно увеличивается вблизи контактов с гнейсами. Рудный минерал обычно встречается в мелких зернах неправильной формы, апатит — в удлиненнопризматических кристаллах и в крупных округлых зернах. Акцессорные минералы содержатся в виде микроскопических включений во всех минералах.

Габбро-нориты

Габбро-нориты являются основной разновидностью рассматриваемой группы пород и занимают среди них резко подчиненное положение. Они характеризуются темным буровато-зеленовато-серым цветом и массивным или несколько гнейсовидным сложением, габбровой или иногда бластогаббровой структурой. В минералогическом составе их принимают уча-

стие основной плагиоклаз, гиперстен, моноклинный пироксен, биотит, редкие зерна оливина, амфибола, кальцита и акцессорные — рудный минерал и апатит. Форма зерен обычно изометричная, за исключением биотита. Размер зерен в среднем около 1.5 мм. Количественный минералогический состав типичных габбро-норитов (в объемных процентах) следующий (шлиф № 803, долина р. Алдана): плагиоклаз 65, гиперстен 15, биотит 9.5, моноклинный пироксен 8, оливин 2 и акцессорные минералы 0.5.

Плагиоклаз — битовнит полисинтетически двойникового строения, обычно свежий или в редких случаях с включениями карбоната, составляет главную массу породы. Часто он содержит включения рудного минерала, пироксена и биотита. По измерениям на федоровском столике определены следующие координаты:

$$Bng\ 44^\circ, BNm\ 57^\circ, BNp\ 63^\circ\ №\ 78\ по\ [010];$$

$$P\ (010)\ Ng\ 40^\circ, P\ (010)\ Nm\ 64^\circ, P\ (010)\ Np\ 63^\circ\ №\ 79.$$

Гиперстен наблюдается в изометричных или удлинённых зернах с редкими включениями плагиоклаза и моноклинного пироксена. В незначительной степени по нему развивается обыкновенная зеленая роговая обманка и в большем количестве — биотит. Оптические константы гиперстена, полученные на федоровском столике, следующие: $2V = -57^\circ$, $\angle Ng : [001] = 0-7^\circ$ и $Ng - Np = 0.016$, плеохроизм по Ng зеленоватый и по Np розовый.

В несколько меньшем количестве в габбро-норитах присутствует слабозеленоватый моноклинный пироксен ряда диопсида с $\angle Ng : [001] = 36.5^\circ$.

Биотит содержится в равном с моноклинным пироксеном количестве, развиваясь главным образом за счет пироксенов. Он образует удлинённые пластинки, плеохроирующие от бурого до желтого. В качестве примесей в нем присутствуют оливин, иногда с серовато-зеленым оттенком, и акцессорные — апатит и рудный.

Для характеристики химического состава описываемых пород приводим результаты анализов гиперстеновых гранитоидов (табл. 4) и габбро-норитов (табл. 5), а также числовые характеристики их по А. Н. Заварицкому.

Вариационная диаграмма содержания отдельных окислов в породе в зависимости от ее кислотности приводится на рис. 1. По оси абсцисс отложено содержание SiO_2 в анализируемых породах, а по оси ординат — содержание других компонентов.

Содержание SiO_2 колеблется у гиперстеновых гранитоидов в пределах 64.16—72.45% и понижается в габбро-норитах до 47.9%. Содержание Al_2O_3 более постоянно, изменяясь от 13.87 до 15.41% у гранитоидов, до 17.7% у габбро-норитов. Содержание $Fe_2O_3 + FeO$ резко повышается по мере увеличения основности породы. У гранитоидов $Fe_2O_3 + FeO$ колеблется в пределах 2.3—6.66% и достигает у габбро-норитов 10.7%. Содержание MgO колеблется от 0.32 до 2.77% в гранитоидах, достигая в основных разновидностях 8.95%. То же касается и CaO , содержание которого в гранитоидах изменяется от 0.57 до 4.31%; в габбро-норитах оно достигает 10.14%. Из щелочей преобладающую роль играет обычно K_2O , хотя в молекулярных количествах окислы либо равны, либо только незначительно отличны. Гранитоиды обнаруживают высокое содержание кремнекислоты, щелочей и обычно пересыщение глиноземом.

Средний нормативный состав гиперстеновых гранитоидов, вычисленный из среднего химического состава пяти анализов, показывает следующее содержание минералов:

	%
Плаггиоклаз $Ab_{61} An_{39}$	33.9
Калиевый полевой шпат	22.2
Кварц	34.0
Гиперстен	7.9
Ильменит, магнетит	1.2
Корунд	0.8

100.00

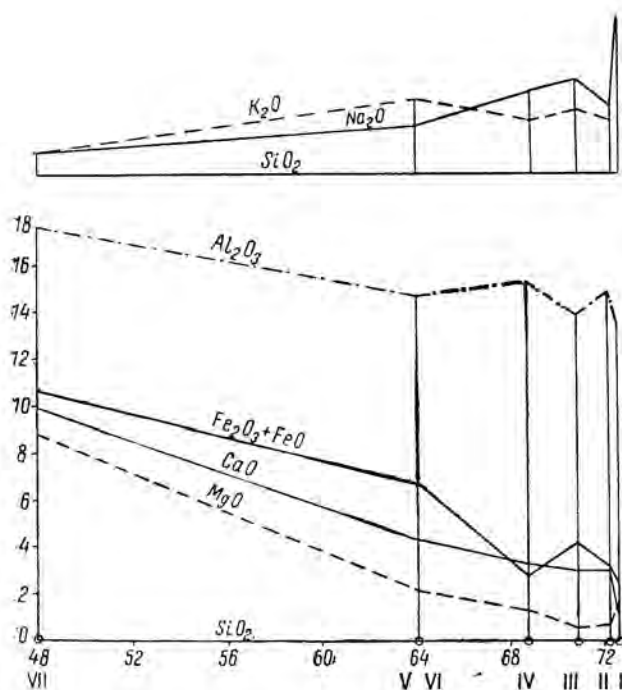


Рис. 1. Вариационная диаграмма гиперстеновых гранитоидов (I—VI) и габбро-норита (VII).

Для габбро-норитов нормативный состав определяется следующим содержанием минералов:

	%
Плаггиоклаз $Ab_{21} An_{79}$	46.4
Калиевый полевой шпат	6.2
Диопсид	9.7
Гиперстен	25.7
Оливин	9.6
Ильменит	1.0
Магнетит	0.4
Пирит	1.0

100.00

Т а б л и ц а 4

Наименование компонента	I		II		III		IV		V		VI
	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество	
SiO ₂	72.45	1206	72.34	1204	70.76	1179	68.74	1144	64.16	1068	69.70
TiO ₂	0.28	003	0.26	004	0.30	004	0.47	006	0.87	011	0.44
Al ₂ O ₃	13.87	136	15.08	148	14.00	137	15.41	151	14.94	146	14.66
Fe ₂ O ₃	1.30	008	1.89	012	1.42	009	0.97	006	0.88	006	1.30
FeO	1.01	014	1.25	017	2.86	040	1.85	025	5.78	081	2.55
MnO	Следы	—	—	—	0.03	000	—	—	0.10	001	0.02
CaO	0.57	011	3.08	055	3.00	054	3.20	057	4.31	077	2.83
MgO	1.66	041	0.47	012	0.32	007	1.22	030	2.17	054	1.20
K ₂ O	6.50	069	3.06	033	4.11	044	3.72	039	2.28	024	4.00
Na ₂ O	1.60	026	2.30	037	2.70	044	2.32	037	3.23	052	2.43
H ₂ O	0.24	—	—	—	—	—	—	—	0.22	—	0.09
Пот. при прок.	0.39	—	0.30	—	0.31	—	0.80	—	0.56	—	0.50
Сумма	99.87	—	100.03	—	99.81	—	98.7	—	99.50	—	99.72

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13.6	—	9.2	—	12	—	10.3	—	10.4	—	11.1
<i>c</i>	0.7	—	3.6	—	3.3	—	3.8	—	4.8	—	3.5
<i>b</i>	7.2	—	6.7	—	4.7	—	7.4	—	10.6	—	5.3
<i>s</i>	78.5	—	80.4	—	80.0	—	78.3	—	74.2	—	80.1
<i>a'</i>	18.0	—	46.5	—	—	—	3.3	—	—	—	33.7
<i>f'</i>	27.0	—	40.6	—	83.0	—	40.0	—	60.6	—	66.2
<i>c'</i>	0	—	0	—	7.0	—	0	—	4.5	—	0
<i>m'</i>	37.0	—	12.2	—	10.0	—	27.5	—	35.0	—	39.0
<i>n</i>	25.0	—	52.86	—	50.0	—	49.0	—	68.4	—	48.1
<i>t</i>	0.24	—	0.3	—	0.3	—	0.5	—	1.0	—	0.48
<i>φ</i>	14.4	—	24.3	—	26.0	—	16.0	—	7.7	—	20.7
<i>Q</i>	29.1	—	38.9	—	32.7	—	32.4	—	22.7	—	34.5
<i>a</i>	19.4	—	2.6	—	3.4	—	2.7	—	2.8	—	3.17
<i>c</i>											

I (образец № 282). Лейкократовый гиперстеновый гранит из массива, расположенного в нижней части долины р. Хугды (правый приток р. Гонама). Аналитик *О. Р. Колышева*.

II (образец № 176). Гиперстеновый гранит из массива, расположенного в районе рч. Савангро (правый приток р. Гонама). Аналитик *А. А. Соколова*.

III (образец № 652). Гиперстеновый гранит из низовьев р. Гонама в 30 км выше слияния ее с Учуром. Аналитик *К. А. Бакланова*.

IV (образец № 281). Гиперстеновый гранит из массива по р. Хугде. Аналитик *А. А. Соколова*.

V (образец № 810). Гиперстеновый кварцевый диорит из долины р. Алдана в районе рек Сумнагин и Емеляли. Аналитик *Л. И. Чунко*.

Вмещающие породы

Вмещающие породы представлены метаморфическими образованиями, отнесенными еще Д. С. Коржинским (1936) к породам чарнокитового ряда. Толща их складывается перемежающимися пластами различных био-

Таблица 5

Наименование компонента	%	Молекулярное количество	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	47.90	798	$a = 4.4$
TiO ₂	0.61	008	$c = 10.0$
Al ₂ O ₃	17.73	174	$b = 28.8$
Fe ₂ O ₃	0.48	003	$s = 56.8$
FeO	10.22	142	$f' = 36.6$
MnO	0.17	002	$m' = 54$
CaO	10.14	181	$c' = 9$
MgO	8.95	222	$n = 61$
K ₂ O	1.06	012	$t = 1$
Na ₂ O	1.16	019	$Q = \bar{5}$
H ₂ O	0.35		$\frac{a}{c} = 0.43$
П. п. п.	1.06		
Сумма	99.83	—	—

Образец № 803. Габбро-норит из долины р. Алдана в районе рек Сумнагин и Емеляли. Аналитик А. А. Аксельрод.

тито-гиперстеновых гнейсов, плагиогнейсов и кристаллических (бескварцевых) сланцев с маломощными прослоями биотито-гранатовых, двупироксеновых, амфиболовых, кордиеритовых и других гнейсов и кристаллических сланцев. Для сопоставления их с гиперстен-содержащими гранитоидными породами приводим их краткую петрографическую характеристику.

Гиперстенсодержащие гнейсы макроскопически характеризуются буровато-зеленовато-серой, «табачной» окраской, весьма характерной для всех гнейсовых пород чарнокитового ряда. Породы эти обычно обнаруживают полосатую текстуру, средне- или мелкозернистое сложение и гранобластовую или гетеробластовую структуры. Главную массу их составляют плагиоклаз и кварц. В подчиненном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, гиперстен, биотит, иногда диопсид, гранат и акцессорные минералы — циркон, апатит и рудный.

Плагиоклаз (от олигоклаза № 26 до андезина № 40) наблюдается в зернах неправильной формы, с полисинтетическими двойниками и обычно с антипертитовым строением. Координаты двойниковой оси плагиоклаза № 26 равны: BNg 81.5°, BNm 9.5° и BNp 87° по $\perp$ (001) и $2V = -86^\circ$; координаты двойниковой оси андезина № 40 равны: BNg 69°, BNm 41°, BNp 57° по [001] и $2V = -86^\circ$ и, по второму замеру, BNg 20°, BNm 70° и BNp 89° по $\perp$ (010). Из указанных выше плагиоклазов более кислые разновидности встречаются обычно в биотитовых гнейсах, главным образом в тех из них, которые подверглись сильной мигматизации. В подобных случаях плагиоклаз в значительной степени обогащен антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата. Ограничения плагиоклаза, часто неправильные, «бухтообразные», что иногда обусловлено процессами замещения его кварцем.

Калиевый полевой шпат встречается, главным образом, в антипертитовых вростках в плагиоклазе и, реже в самостоятельных, обычно ксеноморфных зернах решетчатого или нерешетчатого строения. В сильно

мигматизированных гнейсах наблюдается замещение плагиоклаза и даже кварца микроклином. В некоторых случаях на границе между зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата возникают мирмекитовые образования. В двупироксеновых гнейсах (гиперстен-диопсидовых) калиевый полевой шпат обычно встречается редко.

Кварц присутствует в крупных и мелких зернах, иногда частично гранулированных и с волнистым угасанием.

Цветные минералы представлены главным образом гиперстеном и биотитом и иногда диопсидом или диопсид-авгитом и амфиболом.

Гиперстен наблюдается часто в крупных, хорошо образованных, иногда ситовидного строения, зернах с резким плеохроизмом от светло-зеленого до бледнорозового цвета. Он содержит включения округлых зерен кварца, плагиоклаза, рудного минерала и апатита. Оптические константы гиперстена, измеренные на федоровском столике, следующие (шлиф № 237): $2V = -56^\circ$, $\angle Ng : [001] = 0-2^\circ$, $Ng - Np = 0.016-0.015$.

Иногда гиперстен содержит вроски моноклинного пироксена или обрастается с краев последним. Часто он замещается зеленым хлорит-иддингситовым минералом и биотитом. Иногда в гиперстеновых гнейсах встречаются мелкие зернышки моноклинного пироксена с оптическими константами: $2V = 60^\circ$, $\angle Ng : [001] = 43.5^\circ$, $Ng - Np = 0.022$, или, как это имеет место в двупироксеновых гнейсах, в виде крупных зерен с $2V = 64^\circ$, $\angle Ng : [001] = 51^\circ$ и $Ng - Np = 0.025$. В разностях, содержащих амфибол, моноклинный пироксен имеет следующие оптические константы: $2V = 60^\circ$, $\angle Ng : [001] = 38^\circ$ и $Ng - Np = 0.028$. Указанное непостоянство оптических констант пироксена свидетельствует о непостоянстве его химического состава, изменяющегося от авгита, геденбергита до диопсида.

Биотит содержится в виде плохо образованных пластинок, плеохроирующих от красновато-бурого до розовато-желтого цвета и развивающихся за счет гиперстена, моноклинного пироксена и, реже, плагиоклаза.

В разностях, содержащих гранат (в биотито-гранатовых гнейсах), последний наблюдается в порфиروبластовых выделениях скелетной формы, в которых в большом количестве присутствуют включения кварца. По трещинкам гранат обычно замещается биотито-хлоритовым веществом.

Амфибол, образующийся преимущественно за счет пироксена, представлен двумя разновидностями обыкновенной зеленой роговой обманки. Первая разновидность плеохроирует по Ng буровато-зеленым и по Np светложелтовато-зеленым цветом. Оптические константы: $2V = -80^\circ$, $\angle Ng : [001] = 20^\circ$ и $Ng - Np = 0.022$. Вторая разновидность плеохроирует по Ng темнозеленым, по Nm — оливково-зеленым и по Np светложелтовато-зеленым цветом. Константы следующие: $2V = -80^\circ$, $\angle Ng : [001] = 17^\circ$ и $Ng - Np = 0.019$. Из акцессорных минералов в гнейсах отмечены мелкие зернышки рудного минерала и апатита.

Бескварцевые гиперстен- и двупироксеновые кристаллические сланцы представлены мелко- и среднезернистыми породами темного буровато-зеленовато-серого или темносерого, почти черного цвета, с кристаллобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. Среди них встречаются разности, содержащие плагиоклаз средней основности, ряда андезина, и основные разности, в которых основность плагиоклаза повышается до лабрадор-битовнита.

В первых из них плагиоклаз № 35 с полисинтетическими двойниками, иногда с пятнистой зональностью, обычно свежий, изредка содержит чешуйки хлорита и мелкие выделения карбоната. В биотито-диопсидо-гиперстено-амфиболовых кристаллических сланцах встречается плагиоклаз состава андезин-лабрадор с реликтовыми зернами моноклинного пироксена. Здесь же наблюдаются и выделения кварца на границе между зернами плагиоклаза и диопсида. Изредка плагиоклаз содержит вставки вторичной зеленовато-бурой роговой обманки и красновато-бурого биотита, а в самых сланцах появляется кварц.

Гиперстен с заметным плеохроизмом от бледнозеленоватого по Ng и розового по Np наблюдается в удлиненных крупных или в мелких ксеноморфных зернах в количестве, почти равном плагиоклазу. Оптические константы его следующие: $2V = -56^\circ$, $\angle Ng : [001] = 0-2^\circ$ и $Ng - Np = 0.016-0.018$. Гиперстен иногда частично замещен зеленым хлоритом, красновато-бурым биотитом и обыкновенной роговой обманкой. Кроме того, он часто наблюдается как бы в виде оторочек вокруг зерен диопсида, что, видимо, указывает на замещение диопсида гиперстеном.

Моноклинный пироксен ряда диопсида, наблюдаемый обычно в зернах изометричной формы, не является постоянной составной частью описываемых пород. Часто моноклинный пироксен как бы врастает в гиперстен вдоль трещинок спайности. Константы его следующие: $2V = 44^\circ$, $\angle Ng : [001] = 37^\circ$ и $Ng - Np = 0.026$. Иногда его количества заметно возрастают, причем в этих случаях он образует неправильной формы зерна, часто нацело замещенные амфиболом, реже — биотитом. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и бледнозеленым актинолитом.

Кроме описанных сланцев, изредка встречаются разности, содержащие кордиерит с хорошо образованными полисинтетическими двойниками и очень редко сапфирин.

Основные кристаллические сланцы содержат плагиоклаз ряда лабрадор—битовнит № 66 с координатами двойниковой оси: $BNg 53^\circ$, $BNm 52.5^\circ$, $BNp 58.5^\circ$, $2V = 88^\circ$ по $\perp (001)$; моноклинный пироксен диопсид-геденбергит с $2V = 44^\circ$, $\angle Ng : [001] = 37^\circ$ и $Ng - Np = 0.026$ или диопсид-авгит с $2V = 60^\circ$, $\angle Ng : [001] = 42-44^\circ$ и $Ng - Np = 0.029$. Изредка среди них встречается гранат, частично или полностью замещенный основным плагиоклазом.

Для химической характеристики гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев в табл. 6 приведен их состав.

Нормативный состав гиперстеновых гнейсов:

	%
Плагиоклаз $Ab_{54} An_{46}$	30.4
Ортоклаз	21.3
Гиперстен	4.8
Кварц	37.9
Магнетит	4.5
Корунд	0.2
Ильменит	0.9

100.00

Нормативный состав гиперстенового кристаллического сланца:

Плагиоклаз $Ab_{41} An_{59}$	61.0
Калиевый полевой шпат	1.1

Диопсид	1.1
Гиперстен	29.0
Кварц	4.9
Ильменит	1.4
Магнетит	1.5

100.00

Таблица 6

Наименование компонента	I		II		Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому	
	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество	I	II
SiO ₂	68.16	1135	52.37	872	$a = 9.9$	7.1
TiO ₂	0.65	008	0.86	011	$c = 3.4$	9.6
Al ₂ O ₃	12.83	125	18.90	185	$b = 8.4$	19.7
Fe ₂ O ₃	1.11	007	1.83	011	$s = 78.3$	63.6
FeO	6.21	086	9.50	132	$a' = 3.2$	0.0
MnO	0.10	001	0.20	003	$f' = 82.0$	57.0
CaO	2.92	052	7.80	139	$m' = 14.6$	41.4
					$c' = 0.0$	1.4
MgO	0.75	018	4.60	114	$n = 14.0$	96.0
K ₂ O	3.78	040	0.24	002	$t = 0.7$	1.2
Na ₂ O	1.94	031	2.98	048	$\varphi = 11.4$	8.0
H ₂ O	0.38	—	0.10	—	$Q = 33.4$	3.4
п. п. п. . . .	0.85	—	0.54	—	$\frac{a}{c} = 3.0$	0.74
Сумма	99.68	—	99.92	—	—	—

I (образец № 451). Биотито-гиперстеновый гнейс. Река Б. Сумнагин. Аналитик А. А. Аксельрод.

II (образец № 94). Гиперстеновый кристаллический сланец. Река Тырканда, между ключами Светлый и Камарай. Аналитик Л. И. Чуенко.

При сопоставлении химического состава гиперстеновых гнейсов и гиперстеновых кристаллических сланцев отмечается у первых повышенное содержание SiO₂ и K₂O + Na₂O, пониженное содержание Fe₂O₃ + FeO, MgO и CaO, преобладание K₂O над Na₂O и незначительное пересыщение глиноземом.

О генезисе гранитоидных пород чарнокитового ряда

Если обратиться к сравнению минералогического состава гиперстеновых гранитоидных пород и габбро-норитов с вмещающими метаморфическими образованиями — гнейсами и кристаллическими сланцами, то можно видеть, что аналогами кислых гранитоидных пород являются гнейсы, а аналогами габбро-норитов — основные кристаллические сланцы. Так, например, плагиоклаз в гранитоидных породах соответствует № 27—40, в гнейсах — № 26—40, в габбро-норитах — № 78—79 и в основных кристаллических сланцах — № 66. Ничем также не отличается по своим оптическим константам и гиперстен, у которого содержание FeSiO₃ колеблется в пределах 40—55% при изменении угла оптических осей от —51 до —65° во всех отмеченных выше группах.

Несколько непостоянным составом характеризуется моноклинный пироксен — от диопсида до авгита, у которого оптические константы в метаморфических породах колеблются: для диопсида — $2V = 44-60^\circ$, $\angle Ng [001] = 37-38^\circ$, $Ng - Np = 0.026-0.028$; для авгита — $2V = 60-64^\circ$, $\angle Ng [001] = 44-51^\circ$ и $Ng - Np = 0.022-0.025$; у гранитоидных пород моноклинный пироксен-буроватый диаллаг с тонкой диалаговой отдельностью по первому пинакoidу: $2V = 53-57^\circ$, $\angle Ng : [001] = 48-55^\circ$ и $Ng - Np = 0.023$.

В противоположность качественному минералогическому составу, количественные соотношения для минералов гранитоидных пород и метаморфических образований несколько отличны. Процентное содержание темноцветных минералов в гранитоидных породах достигает 12%, в гнейсах 25—30%, в бескварцевых кристаллических сланцах — 50%. При сопоставлении среднего химического состава гиперстеновых гранитоидов с гиперстеновым гнейсом можно отметить их значительное сходство, о чем свидетельствует также близкая основная числовая характеристика их (табл. 7) и что хорошо видно на диаграмме (рис. 2),

Таблица 7

Название породы	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
Гиперстеновые гранитоиды (среднее из 5 анализов)	11.5	3.5	5.3	80.0	34.5	3.17
Гиперстеновый гнейс	9.9	3.4	8.4	78.3	33.4	3.00
Габбро-норит	4.4	10.0	28.8	56.8	0.43	0.43
Кристаллический сланец	7.1	9.6	19.7	63.6	3.40	0.74

построенной по способу А. Н. Заварицкого¹. Векторы, относящиеся к гиперстеновым гранитоидам (I—VI) и гнейсу (VII), на правой (ASB) координатной плоскости почти все отклонены влево, что указывает на пересыщение пород глиноземом; векторы на левой координатной плоскости (CSB) обычно пологи, что в свою очередь указывает на относительно высокое содержание калия.

Следовало бы произвести сопоставление химических анализов габбро-норитов с анализами основных кристаллических сланцев, однако в нашем распоряжении имеется только анализ кристаллического сланца с плагиоклазом средней основности, в связи с чем наблюдающаяся разница числовых характеристик вполне естественна.

Обращаясь к вопросу о генезисе гиперстеновых гранитоидных пород Алдана (включая и связанные с ними габбро-нориты), следует отметить, что вообще генезис пород чарнокитовой серии в настоящее время еще не ясен, а их номенклатура мало разработана.

Г. Г. Моор (1940) предлагает под термином «чарнокитовая серия» понимать метаморфические образования, характерные для глубинных участков архейского фундамента, и считает неправильным сопоставлять их с изверженными комплексами анортозит-мангеритовых пород, только минералогически сходных с ними. Г. Г. Моор подчеркивает, что первичная природа анабарских кристаллических сланцев настолько замаскирована явлениями перекристаллизации, что приходится ограничиваться лишь рядом косвенных соображений, на основании которых он

¹ Числовые характеристики взяты из табл. 4, 5, 6.

пришел к признанию их магматического происхождения за счет кварцевых гиперстеновых диоритов, принадлежащих к средним членам чарнокит-мангерит-анортозитового ряда в условиях глубинной зоны метаморфизма. В Украинском кристаллическом щите среди пород чарнокитового ряда по степени основности различают собственно чарнокит, или гиперстеновый гранит, гиперстеновые диориты, тоналиты, адамелиты, монзониты, а также более основные аналоги их — нориты, кварцевые нориты и т. д.

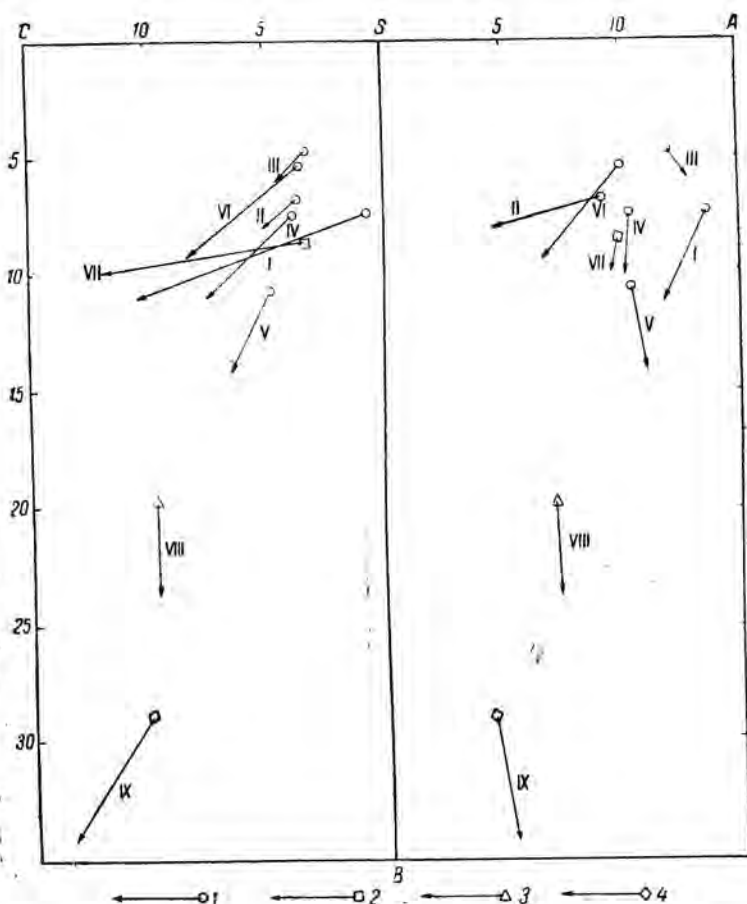


Рис. 2. Диаграмма числовых характеристик архейских пород чарнокитового ряда.

1 — гиперстеновые гранитоиды (I—VI); 2 — гнейс (VII); 3 — кристаллический сланец (VIII); 4 — габбро-норит (IX).

Ю. Ир. Половинкина¹ считает чарнокитовые породы образованиями гибридными, возникшими из пироксен-плагноклазовых гнейсов, а также из древних основных и ультраосновных магматических пород под воздействием красных гранитов, богатых растворами.

В более ранней своей статье (1931) Ю. Ир. Половинкина для чарнокитовых пород Ингуло-Ингулецкого района Украины предлагает палин-

¹ См. статью Ю. Ир. Половинкиной в этом выпуске.

генную гипотезу, считая, что эти породы возникли в результате переплавления гнейсовой толщи под влиянием общего прогрева всей массы, а также в результате проникновения по трещинам высокотемпературных эманаций из нижележащего магматического очага. Эти эманации состояли, по ее мнению, из паров воды, которые в силу своей нейтральности мало влияли на минералогический состав плавившихся пород и лишь способствовали возникновению крупнозернистых структур.

Д. С. Коржинский (1936), впервые описавший чарнокитовые породы Алданского щита, принимает их осадочное происхождение (за исключением ультраосновных кристаллических сланцев); он считает, что с этой гипотезой хорошо согласуются пластовое залегание чарнокитовых кристаллических сланцев, отсутствие секущих апофиз, переслаивание и постепенные переходы в паропороды других толщ. Вместе с тем Д. С. Коржинский подчеркивает приуроченность чарнокитовых пород именно к древним архейским кристаллическим щитам, в которых породы претерпели полную перекристаллизацию под влиянием глубинной инъекции гранитов, и указывает, что именно в этих областях наблюдается наиболее глубинная из всех известных фаций метаморфизма. По мнению Д. С. Коржинского, любые породы соответствующего состава, попав в такие условия метаморфизма, должны были неизбежно дать породы типа чарнокитов. Д. С. Коржинский отмечает, что наряду с типичными чарнокитами, представляющими кристаллические сланцы, существуют также гибридные породы сходного минералогического состава, но не обладающие рядом характерных черт настоящих чарнокитов и не занимающие столь значительных площадей.

Однако Д. С. Коржинский не отрицает изверженного происхождения различных гиперстеновых гранитов (например чарнокит-анортозитовой серии) и вместе с тем указывает, что за счет мигматизации гиперстеновых гнейсов также могут возникать гиперстеновые граниты, тесно ассоциирующиеся с гиперстеновыми гнейсами.

Мы полагаем, что между гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами Алданского щита и гиперстеновыми гранитоидными породами той же области, составляющими единый чарнокитовый комплекс, существует определенная петрогенетическая связь. Если обратиться к геологии тимптонской серии Алданского щита, содержащей перечисленные породы, то можно установить следующие важнейшие соотношения:

1. Гиперстеновые гранитоидные породы приурочены исключительно к областям распространения толщи гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев тимптонской серии, по минералогическому составу отвечающих породам чарнокитового ряда.
2. Гранитоидные породы образуют в них обособленные тела — массивы неправильной формы и инъекционные жилы, тогда как вмещающие породы (тимптонской серии) слагают мощные стратиграфические горизонты, прослеживающиеся по простиранию на многие десятки километров, что объясняется их первичным осадочным генезисом.
3. Контакты гиперстеновых гранитоидных пород с вмещающими метаморфическими образованиями либо резкие, либо постепенные.
4. Среди массивов гиперстеновых гранитоидных пород встречаются ксенолитоподобные участки тех же вмещающих пород, сложенные полосатыми гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами.
5. Гиперстеновые гранитоидные породы в свою очередь пересечены жилами красного аляскитового гранита.

6. По минералогическому составу описываемые породы соответствуют в кислых разностях гиперстеновым гранитам, в средних — диоритам и в основных — габбро-норитам, связанным между собой постепенными переходами.

7. Аналогами гиперстеновых гранитоидных пород являются гиперстеновые гнейсы, аналогами габбро-норитов — основные кристаллические сланцы.

8. При сравнении оптических констант минералов аналогичных групп гранитоидных и метаморфических пород обращает на себя внимание их тождество, что свидетельствует и об их химической близости.

Все вышеприведенное указывает на то, что как гиперстеновые гранитоидные породы и габбро-нориты, так и гиперстеносодержащие метаморфические образования чарнокитового ряда являются породами, имеющими друг с другом петрогенетическое родство. Однако наличие первых в виде обособленных массивов и интрузий среди толщи метаморфических образований, хотя минералогически и тождественных, а также наличие ксенолитоподобных участков последних позволяет рассматривать гиперстеновые гранитоидные породы как образования палингенного генезиса, возникшие в результате переплавления вмещающих и сходных по составу гнейсов и кристаллических сланцев. Причиной переплавления следует считать, повидимому, глубинное положение всей метаморфической толщи; неодинаковая близость к ней магматических очагов мясо-красных биотито-амфиболовых и аляскитовых гранитов привела к частичному неодинаковому расплавлению метаморфических пород. Это объяснение является в настоящее время наиболее приемлемым, особенно если учесть исключительную связь гиперстеновых гранитоидных пород с гиперстеносодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами тимптонской серии.

В заключение отметим, что явления палингенеза в пределах Алданского щита затрагивают и другие толщи, например иенгскую, с частичным переплавлением которой связаны так называемые кварцевые анатектиты, образовавшиеся, по представлениям Е. М. Лазько (1945), за счет кварцитов.

Л и т е р а т у р а

- Баклунд О. Петрографическая провинция анортозитов. Геол. вестн., т. 3, № 1—6, 1917.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. Центр. научно-иссл. геол.-разв. инст., вып. 86, 1936.
- Лазько Е. М. Кварциты и кварцевые анатектиты юго-западной части Алданской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 2.
- Моор Г. Г. Чарнокитовая серия анабарского докембрия и сходные с нею метаморфические образования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 6.
- Половинкина Ю. Ир. Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине. Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 94, 1931.

И. В. СУМИН

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ПРОТЕРОЗОЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

В статье Е. М. Лазько и Г. Б. Митича, опубликованной в 1946 г., была описана ярогинская свита, состоящая из различных слабометаморфизованных пород, которые, по мнению авторов, имеют протерозойский возраст. Полоса ярогинской свиты, имея ширину до 3 км, прослеживается с перерывами по левобережью рек Ярогу и Амедици на протяжении свыше 50 км.

Как сообщают авторы (Лазько и Митич, 1946, стр. 106), «среди пород ярогинской свиты снизу вверх четко выделяются три горизонта: 1) кремнистые сланцы, 2) различные метаморфизованные, в основном глинистые, сланцы и 3) кварциты». Далее приведено описание разреза ярогинской свиты; мощность всех трех горизонтов, слагающих эту свиту, примерно одинакова, а ее суммарная мощность составляет 650—750 м.

Вопрос о возрасте свиты Е. М. Лазько и Г. Б. Митич (1946, стр. 109) решают на основании следующих данных: «Наблюдающееся залегание описанных пород на различных горизонтах архейского кристаллического комплекса... несоответствие простираения кристаллического и метаморфического комплексов, свидетельствующее о несколько различных для этих толщ тектонических планах, полное отсутствие явлений гранитизации при интенсивном развитии этих явлений в подстилающих гнейсах, слабый метаморфизм пород ярогинской свиты — все это говорит в пользу того, что ярогинская свита должна быть отнесена к протерозойским образованиям».

Сопоставляя породы ярогинской свиты с протерозойскими отложениями других областей Сибири, от северо-восточной окраины Саяна до бассейна р. Амура, Е. М. Лазько и Г. Б. Митич (1946, стр. 109) приходят к заключению, что «протерозойские отложения ярогинской свиты являются, повидимому, остатками широко развитых в свое время пород и наблюдаются в настоящее время в виде глубоко эродированных обрывков складок, зажатых в узких синклиналях архейского фундамента».

Рассматриваемая статья в дальнейшем послужила основой для некоторых общих построений, касающихся геологической истории Алданского щита, изложенных теми же авторами в их последующих работах (1948). О породах ярогинской свиты упоминается также и в сводках по геологии Алданского щита, опубликованных после 1946 г.

В 1947 г. мы вместе с В. К. Лобановым производили геологическую съемку в бассейне среднего течения рек Чуги и Ярогу, перекрыв значи-

тельную часть территории, закартированной раньше Г. Б. Митичем. С особым вниманием мы изучили левобережье р. Ярогу, где, по данным Г. Б. Митича, должны выходить протерозойские отложения (ярогинская свита).

Нам удалось установить, что выделенные Г. Б. Митичем горизонты протерозойских кремнистых и глинистых сланцев не существуют, а горизонт его «протерозойских» кварцитов в действительности является продолжением горизонта архейских кварцитов, северную часть которого Г. Б. Митич не обнаружил и закрасил этот участок на своей карте широким полем юры. Указание Е. М. Лазько и Г. Б. Митича о реликтовых структурах песчаников, встречающихся в ярогинских кварцитах, ни в какой мере не является доказательством протерозойского возраста последних. Подобные явления наблюдаются и в кварцитах архея. Следует, кроме того, заметить, что на описываемом участке такие структуры нами не наблюдались и, вероятно, здесь они не имеют широкого развития.

Описанные Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем кварцево-серицитовые, филлитовидные и серицито-хлоритовые сланцы действительно обнажены здесь, но залегают в виде незначительных мелких линз среди кристаллических пород архея, с которыми эти сланцы связаны более или менее постепенными переходами. Архейские породы, представленные на этом участке кварцитами, гнейсами и мигматитами, нередко сильно раздроблены, катаклазированы и милонитизированы. Интенсивный катаклиз и милонитизация вытянуты в виде узких зон — не более 10—15 м, чередующихся с более обширными участками менее катаклазированных пород, причем каждая из таких зон прослеживается по простиранию не более чем на 150—200 м. В узких зонах катаклаза и милонитизации наблюдаются обильная серицитизация архейских пород и развитие среди этих пород милонитов, филлитовидных, кварцево-серицитовых и серицито-хлоритовых сланцев, отличающихся совершенной тонкой сланцеватостью. При этом всегда прослеживаются постепенные переходы от нормальных архейских пород к милонитам и сланцам.

Породы, описанные Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем как кремнистые сланцы, в действительности являются милонитами. Нередко эти милониты изменены процессами дальнейшей их перекристаллизации, с развитием в них более низкотемпературных минералов, что свидетельствует о явлениях ретроградного метаморфизма (диафтореза).

Милониты представляют темносерые тонкозернистые и плотные породы, нередко имеющие хорошо выраженную сланцеватость. Они состоят из кварца, микроклина, биотита и мусковита; в виде незначительной примеси в них встречаются гранат и рудный минерал; в качестве более позднего, гидротермального минерала иногда появляется пирит.

Кварц образует весьма мелкие удлиненные зерна с нерезкими, зазубренными контурами. Микроклин представлен немногочисленными, сравнительно крупными реликтовыми зернами, обычно с волнистым погасанием. Микроклиновая решетка наблюдается на отдельных участках зерен в виде пятен. Иногда микроклин целиком замещен зеленым чешуйчатым мусковитом. Биотит находится в форме мелких чешуек и пластинок темнобурого цвета, часто хлоритизирован. Зеленый чешуйчатый мусковит образуется по микроклину, иногда замещая его полностью. Пирит встречается в виде крупных кристаллов, имеющих в шлифе квадратные разрезy.

Главными компонентами пород являются кварц и биотит, причем последний встречается всегда в меньшем количестве. Структура пород — бластомилонитовая, текстура — сланцеватая. Среди тонкозернистой массы, сложенной главным образом удлиненными зернами кварца с зазубренными неправильными контурами, располагаются реликтовые зерна микроклина, избежавшие раздробления. Нередко эти зерна окружены мелкими чешуйками и пластинками биотита, располагающимися в виде изогнутых цепочек.

Явления дальнейшей перекристаллизации милонитов выразились преимущественно в образовании роговиковых и торцовых структур, в результате чего бластомилонитовая структура в значительной степени замаскирована. Иногда в подобных случаях в шлифах наблюдаются лишь небольшие реликтовые участки, имеющие структуру милонитов.

Перекристаллизованные милониты обычно представлены темносерыми мелкозернистыми сланцеватыми породами, состоящими из кварца, биотита, микроклина, плагиоклаза, мусковита и хлорита с незначительной примесью граната, турмалина, апатита и рудного минерала.

Кварц находится в форме мелких зерен с неправильными, часто лапчатыми контурами; наблюдается отчетливое волнистое погасание. Биотит образует удлиненные желто-бурые пластинки; иногда хлоритизирован. Микроклин представлен мелкими зернами, обладающими волнистым погасанием; часто наблюдается отчетливая микроклиновая решетка; обычно пелитизирован. Плагиоклаз образует немногочисленные мелкие интенсивно серицитизированные зерна. Мусковит встречается в виде удлиненных пластинок, располагающихся небольшими пачками.

Главными компонентами пород являются кварц, микроклин, биотит и мусковит, причем первый из этих минералов всегда преобладает. Структура наиболее мелкозернистых разновидностей этих пород — роговиковая; породы, обладающие сравнительно более крупными размерами зерен, имеют торцовую и иногда гранобластическую структуру. Весьма характерным признаком этих пород является их мелкозернистое сложение. Иногда в них встречаются редкие изометрические зерна граната, почти целиком измененные в мусковит и хлорит, с образованием настоящих псевдоморфоз. В единичных случаях встречаются также и удлиненные зерна граната с неправильными скелетными формами, в значительной степени замещенные чешуйками мусковита и хлорита. По всей вероятности, замещение граната мусковитом и хлоритом произошло в результате диафтореза.

Образование описанных диафторитов архейских пород связано, по нашему мнению, не только с процессами милонитизации, но также и с молодыми, предположительно — послеюрскими, магматическими проявлениями. Устанавливается четкая пространственная связь этих диафторитовых пород с молодыми (послеюрскими?) сиенитами, сиенит-порфирами, лампрофирами и порфирировидными гранитами, мелкие выходы которых в виде штоков и даек встречаются довольно часто в пределах описанного нами участка.

Подобные диафториты архейских пород, близкие к гнейсоидам Д. С. Коржинского (1939), описаны Н. В. Фроловой и Н. Ф. Клековкиным (1944), которые отмечают приуроченность их к зонам катаклаза, а также связь их с молодыми, послеюрскими изверженными породами — сиенитами, сиенит-порфирами, ортофирами и др.

Таким образом, наши исследования позволяют утверждать, что данные Е. М. Лазько и Г. Б. Митича о развитии в бассейне среднего течения р. Ярогу слабометаморфизованных пород, относимых ими к протерозою (ярогинская свита), являются ошибочными и что в действительности эти образования представляют собой диафориты архейских пород.

Л и т е р а т у р а

- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I, 1939.
- Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского щита. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Лазько Е. М. и Г. Б. Митич. Протерозой Алданской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- Митич Г. Б. Новые данные по геологии юго-западной части Алданского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Фролова Н. В. и Н. Ф. Клековкин. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Тр. Алданск. геол.-разв. эксп., Трест Сибгеолнеруд, вып. 2, 1944.
-

ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ

М. Л. ЯЩЕНКО и Э. К. ГЕРЛИНГ

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕКТИТОВ

В связи с работами по определению возраста метеоритов, предпринятыми в Лаборатории геологии докембрия, Комитет по метеоритам при Академии Наук СССР считал желательным определить также возраст тектитов. Происхождение последних все еще продолжает оставаться загадочным, но тем не менее в работах многих исследователей тектиты до сих пор присоединяют к классу стеклянных метеоритов.

Как известно, тектиты были обнаружены впервые в западной части Чехословакии и названы молдавитами — по р. Молдаве. Местным жителям они были известны уже во второй половине XVIII в.; позже тектиты были найдены во многих частях земного шара.

В СССР тектиты до сих пор не были обнаружены, однако В. И. Вернадский считал, что возможность их нахождения не исключена; он высказал пожелание о составлении сводки по тектитам на русском языке. Несколько лет назад Е. Л. Кринов (1946) опубликовал такую сводку с подробным описанием тектитов и силика-глассов, с указанием мест их находок, формы и химического состава; изложены также гипотезы о их происхождении. Статья сопровождается подробным списком литературы.

В 1947 г. С. В. Обручев опубликовал заметку о находке силика-глассов в Виктории, составленную по статье Г. Бэйкера и А. Гэскина (Baker and Gaskin, 1946). Этими двумя статьями и статьей Д. П. Малюги (1949) ограничивается вся новейшая литература о тектитах на русском языке.

Все тектиты, найденные в различных местах земного шара, поразительно сходны между собою и различаются главным образом по окраске, наблюдаемой при рассматривании образцов в проходящем свете. Они никогда не были найдены в виде какой-либо монолитной массы, а встречаются в виде небольших осколков или небольших тел, имеющих наиболее часто какую-либо геометрическую форму. Некоторым из них свойственны и специфические признаки, по которым можно отличить одну группу от другой. Австралиты, например, встречаются в виде плоских эллипсоидов вращения или полых шаров. Такую же форму шаров имеют и биллитониты, известные в литературе под названием «стеклянные шары».

Помимо внешнего сходства, все тектиты имеют и близкий химический состав; они исключительно богаты кремнекислотой, содержание

которой достигает 70—90%, и всегда содержат небольшое количество свободного глинозема. Их находят рассеянными на больших площадях в четвертичных или третичных отложениях, иногда на поверхности погребенных базальтовых покровов или в ледниковых отложениях. Места находок обычно расположены далеко от действующих или потухших вулканов. Например, биллитониты были найдены в четвертичных или, возможно, плиоценовых оловоносных россыпях, в четвертичных туфах на Яве, а также в четвертичных золотоносных россыпях юго-восточного Борнео. Другие тектиты также были найдены в ледниковых отложениях (равнина Томас в восточной Тасмании), в аяллуии на глубине 3 м от поверхности на Лонг Плейнз, в золотоносных россыпях и т. д.

Нигде не было обнаружено никакой зависимости между составом тектитов и тех пород, в которых они были погребены.

Чтобы объяснить происхождение тектитов, было предложено много гипотез, но ни одна из них не может считаться достаточно убедительной. Поэтому после определения возраста исследованных нами тектитов мы сочли необходимым изучить всю литературу о тектитах и попытаться самим оценить достоверность предложенных гипотез. Чтобы не повторять статьи Е. Л. Кринова, мы не даем описания отдельных групп тектитов, условий их залегания и сводной таблицы химических анализов; мы не приводим также всей литературы по тектитам, список которой можно найти у Е. Л. Кринова, а только перечисляем те работы, которые цитируются в тексте.

Комитетом по метеоритам при Академии Наук СССР нам были представлены три типа тектитов: ризалиты, индошиниты и молдавиты; названия их указывают места их находки.

Для определения их возраста мы воспользовались аргоновым методом, предложенным Э. К. Герлингом для минералов и примененным в нашей Лаборатории при работе с метеоритами (Герлинг и Павлова, 1951). Не останавливаясь подробно на описании этого метода, укажем только, что он основан на K -захвате K_{40} и что для вычисления возраста необходимо знать как содержание в образце аргона, так и содержание в нем калия.

Определение аргона производилось нами на приборе конструкции В. Г. Хлопина и Э. К. Герлинга (1932) путем длительного нагревания в вакууме при 1250° измельченного образца тектита, помещенного в кварцевую трубку, присоединенную при помощи шлифа к измерительной части прибора. Тектиты в этих условиях полностью расплавлялись. Выделенный таким образом аргон очищался обычным путем от других, как химически деятельных, так и инертных газов и измерялся в манометре Мак-Леода. Для калия мы приняли среднее его значение, указанное для соответствующих тектитов в сводной таблице анализов, приведенной в статье Е. Л. Кринова.

Во всех проведенных нами опытах с тремя образцами тектитов мы получили количество аргона, не превышающее значения для холостых опытов.

Если произвести расчет по обычной формуле

$$\frac{mAr}{mK_{40}} = \frac{\lambda}{\lambda_k + \lambda_\beta} (e^{(\lambda_\beta + \lambda_k)t} - 1),$$

принимая $\lambda_\beta = 4.9 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $\lambda_k = 6.1 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$ и $K_{40}/K = 0.012 \cdot 10^{-2}$, то, исходя из точности определения аргона, т. е. считая возмож-

ным присутствием аргона в количестве, меньшем, чем $3.6 \cdot 10^{-5}$ мл, мы получим следующий предельный возраст тектитов (табл. 1).

Таблица 1

Название тектита	Навеска (гр.)	K (г/г)	Ar (мл/г)	K ₄₀ (г/г)	Ar (г/г)	$\frac{m \text{ Ar}}{m \text{ K}_{40}}$	Возраст (в годах)
Ризалит . . .	45.5	0.0171	$8.0 \cdot 10^{-7}$	$2.0 \cdot 10^{-6}$	$< 14.3 \cdot 10^{-10}$	$< 7.2 \cdot 10^{-4}$	$< 1.2 \cdot 10^7$
Индонинит . .	94.0	0.0228	$3.8 \cdot 10^{-7}$	$2.7 \cdot 10^{-6}$	$< 6.9 \cdot 10^{-10}$	$< 2.6 \cdot 10^{-4}$	$4.6 \cdot 10^6$
Молдавит . .	86.0	0.0314	$4.2 \cdot 10^{-7}$	$3.8 \cdot 10^{-6}$	$< 7.6 \cdot 10^{-10}$	$< 2.0 \cdot 10^{-4}$	$< 3.4 \cdot 10^6$

Результаты наших исследований показывают, что, несмотря на относительно большое содержание калия в тектитах, эти стеклянные образования значительно моложе каменных метеоритов, возраст которых, по данным аргонового метода, достигает 3 миллиардов лет.

Когда наша работа была закончена, мы получили статью Ф. Зюсса, Р. Гайдена и М. Инграма (Suess, Hayden a. Inghram, 1951), содержащую определение возраста тектитов для двух образцов австралита и одного филиппинита по аргоновому методу.

Данные этих авторов того же порядка, что и наши: $< 10 \cdot 10^6$ и $< 32 \cdot 10^6$ для австралитов и $< 73 \cdot 10^6$ для филиппинитов, но с большим коэффициентом из-за меньшей точности определения, так как эти авторы имели в своем распоряжении меньшее количество исследуемого материала (около 10 г).

Такое, практически полное, отсутствие аргона в тектитах, при большом содержании в них калия, заставило нас совершенно иначе подойти к оценке гипотез, предложенных для объяснения происхождения тектитов. Возраст тектитов, не превышающий возраста пород, в которых их находят, вызывает серьезные сомнения в их космическом происхождении.

Одной из первых была предложена гипотеза искусственного стекла, согласно которой молдавиты считались продуктом древнего богемско-моравского стеклянного производства. Но с открытием австралитов, найденных и в необитаемых пустынных областях, эта гипотеза утратила свое значение.

А. Лакруа (Lacroix, 1932) в своей монографии по тектитам пишет, что, так как возраст отложений, включающих тектиты, во всех известных пунктах их находок не мог быть с достоверностью установлен, то очень может быть, что они относятся к эпохе, более ранней, чем время появления на земле человека. Кроме того, искусственное получение стекла такого состава заставляет предполагать применение сложных технических приемов, что было совершенно недоступно людям примитивной цивилизации.

Если мы встанем на точку зрения земного, вулканического происхождения тектитов, то прежде всего столкнемся с трудностью объяснения их распределения на поверхности земного шара. По этому поводу были высказаны различные предположения о геологических агентах, способствовавших такому распределению: наземные текущие воды, действие ледников, действие ветра; перенос людьми и т. п.

По мнению Р. Уолкотта (Walcott, 1898), «обсидианиты» (название, предложенное им для этих стекол) могли быть перенесены текущими водами: их находят как на современной поверхности, так и в четвертичных отложениях. Однако автор указывает, что имеются образцы,

найденные в четвертичных отложениях Уролла, не имеющие никаких следов истирания и, следовательно, не перенесенные водой на значительное расстояние. Образцы, найденные на поверхности (за исключением образцов из Чарлоттес Уотерс) в большинстве своем были в свежем состоянии или имели слабо выветрившуюся поверхность. Таким образом работу рек и ручьев нельзя считать причиной широкого распространения тектитов.

Ледниковая гипотеза, выдвинутая Гэворном Скулером (Gavorn Scouler), как справедливо указывает Уолкотт, может быть применена только в том случае, если все остальные гипотезы будут признаны непригодными.

Чарльз Дарвин предпологал, что образцы стекол могли быть перенесены местными жителями. Кларк (Clarke) и Тейт (Tate) поддерживали эту гипотезу. Уолкотт же указывает, что такое объяснение не приближает к выяснению места первоначального нахождения тектитов и не является доказательством земного их происхождения.

Невероятным кажется и предположение, чтобы камни таких больших размеров и значительного веса (до 0.5 кг) могли быть перенесены ветром, хотя Дун (Dunn) считает это возможным. Этот автор полагает, что наличие в некоторых из них центральной полости облегчало перекатывание тектитов ветром. Но А. Лакруа (Lacroix, 1932) подчеркивает, что полые и сплошные тектиты встречаются вместе.

Известно, что при извержении даже больших вулканов значительные по весу обломки и бомбы всегда падают вблизи кратера, а пирокласты, выброшенные на большие расстояния и перенесенные ветром, состоят исключительно из мельчайших частиц пепла, которые нельзя сравнивать с более крупными тектитами. Если тектиты представляют выбросы земных вулканов, то совершенно ясно, что они должны были быть сосредоточены вблизи отдельных кратеров или групп и рядов последних; но многие тектиты были найдены очень далеко от центров возможных извержений, и нельзя удовлетворительно объяснить их перенос.

В работе Р. Уолкотта указана находка «обсидианитов» внутри кратера потухшего вулкана. Можно было бы предположить, что они выброшены этим вулканом, но все его лавы имеют основной характер, и, как сообщает Уолкотт, нигде не была найдена кислая лава. Некоторые обсидианиты, совершенно свежие, лежали на базальтовой лаве, подвергшейся выветриванию. Но в то же время предположение, что кислые бомбы — тектиты — и основная лава являются продуктами одного извержения, — невероятно.

Р. Уолкотт отмечает, что если тектиты действительно представляют собой пирокласты кислого состава, выброшенные вулканическим взрывом и позже перенесенные на поверхность базальтов, то такие тектиты должны быть найдены в районах вулканических взрывов, выбрасывающих кислые пирокласты, например в расположенных наиболее близко к этому району вулканических областях Новой Зеландии. Но в последних тектиты не найдены.

А. Лакруа, считающий гипотезу о земных вулканах неприменимой, подчеркивает полное отсутствие кристалличности в тектитах, что отличает их от земных обсидианов; существенно также, по его мнению, отсутствие какой-либо связи между тектитами и теми породами, в которых их находят.

В статье Г. Михеля (Michel, 1925) имеется ценное замечание о том, что полное отсутствие в тектитах воды и микролитов говорит против их вулканического происхождения.

По мнению А. Лакруа, невозможно понять, как в различных частях материков, так сильно удаленных одна от другой, эти взрывы могли выбрасывать пирокласты идентичного или очень близкого состава, столь отличного от лав и пирокластов всех известных вулканических областей.

Одним из фактов, говорящих в пользу вулканического происхождения, по мнению Р. Уолкотта, является находка Ч. Дарвином тектитов между реками Дарлинг и Муррей. Этот тектит был найден в красных туфах, а между тем расстояние от места находки до ближайших вулканов равно нескольким сотням миль.

В 1938 г. появилась работа С. Кумэнса (Koomans) о псевдотектитах, открытие которых автор считает очень важным в связи со все еще нерешенным вопросом о происхождении тектитов. В Патагонии и Филиппинах были найдены куски темного стекла, очень напоминающие по форме и скульптуре тектиты. Особенно интересна находка их на Филиппинских островах в одном горизонте с тектитами. Псевдотектиты отличаются от тектитов составом, удельным весом и показателем преломления.

Большинство исследователей, как указывает С. Кумэнс, считают, что своей внешней скульптурой тектиты обязаны влиянию земных агентов. Интенсивность изменения структуры тектитов различна. Австралиты почти не затронуты изменениями, слабо затронуты тектиты из Индокитая, Таи (Сиаме), Филиппин, Чехословакии. Если предположить, что главным агентом, изменяющим скульптуру тектитов, являются грунтовые воды, то неудивительно, что австралиты, найденные в областях с пустынным климатом, не корродированы. Там, где грунтовые воды проникают в залежи тектитов, например в Чехословакии, Индокитае, Таи (Сиаме), Филиппинах и на Яве, наблюдается явное изменение скульптуры. Большинство биллитонитов имеет значительно измененную поверхность; можно предполагать воздействие на скульптуру тектитов плавиковой кислоты, присутствующей в ничтожных количествах в грунтовых водах. Что касается псевдотектитов из Патагонии, то они имеют значительные следы изменений. Псевдоамериканиты и псевдотектиты из Филиппин изменены менее, однако степень изменения их та же, что и у найденных вместе с ними истинных тектитов.

С. Кумэнс приводит данные анализов тектитов, псевдотектитов и магматических пород (табл. 3—6) и на основании сравнения этих данных, выраженных в числовых характеристиках по методу Ниггли, приходит к выводам, которые для большей наглядности мы свели в табл. 2.

Таблица 2

Магматическая порода	Тектиты	Псевдотектиты
<i>c</i>	$\leq$	<i>c</i>
<i>mg</i>	$\leq$	<i>mg</i>
<i>al</i>	$\gg$	<i>al</i>
<i>alk</i>	$\gg$	<i>alk</i>
<i>fm</i>	$\ll$	<i>fm</i>

При примерно равном количестве SiO_2 имеются одинаковые различия как между магматическими породами и тектитами, так и между тектитами и псевдотектитами.

Анализы псевдоамериканитов точнее соответствуют горным породам носеми-тового типа, чем тектитам (табл. 3).

Таким образом, подтверждается предположение, что псевдоамериканиты — не что иное, как гальки обсидиана, которые приобрели скульптуру тектитов.

Таблица 3

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Псевдоамериканиты	403	45.5	16.5	8.0	30.0	0.41	0.27
»	391	45.5	13.5	8.5	32.5	0.30	0.26
Породы носемитового типа	350	43.0	16.0	13.0	30.0	0.45	0.30

Псевдотектиты со значительно меньшим содержанием SiO_2 также сходны с магматическими породами. Псевдотектиты из Патагонии близки по составу к нормальным гранитам (табл. 4).

Таблица 4

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Псевдотектит из Патагонии	270	35	26	15.0	24.0	0.42	0.33
Нормальный гранит	256	40	26	12.5	21.5	0.33	0.37

Один из образцов филиппинских псевдотектитов соответствует кварцевому диориту (табл. 5).

Таблица 5

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Псевдотектит из Филиппин	184	35	33	17	15	0.29	0.48
Кварцевый диорит	220	31	31	19	19	0.25	0.48

Некоторые образцы филиппинских псевдотектитов по составу занимают место между габбро-диоритом и нормальным габбро.

С. Кумэнс сравнивает анализы филиппинских псевдотектитов также и с анализами эффузивных пород из Филиппин (табл. 6).

Таблица 6

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Андезит	192	34	25	25.5	15.5	0.22	0.44
»	171	32	30	24.5	13.5	0.28	0.45
Псевдотектит из Филиппин	184	35	33	17	15	0.29	0.48
Базальт	128	25	38	28	9	0.17	0.51
»	130	33	28	29	10	0.26	0.42
Псевдотектит	121	20	43	28	9	0.18	0.43
»	117	19.5	46	26	8.5	0.13	0.47

Псевдотектиты по химическому составу имеют очень близкое сходство с эффузивами. Следовательно, псевдотектиты из Филиппин сходны

с земными эффузивными породами, залегающими вблизи мест их нахождения. Аналогичные выводы С. Кумэнс делает и для псевдотектитов из Патагонии, хотя сходство с земными породами здесь не столь близко.

С. Кумэнс отмечает, что в более основных эффузивах стекловатые породы встречаются редко; псевдотектиты состоят целиком из стекла, и лишь псевдотектиты из Патагонии имеют признаки кристаллизации. В связи с открытием псевдотектитов в одних горизонтах с тектитам автор считает, что возможность земного происхождения тектитов становится более правдоподобной.

Химический состав тектитов настолько согласуется с химическим составом осадочных пород, в особенности с глинами, что происхождение тектитов могло бы быть хорошо объяснено переплавлением глин. Слабой стороной такой гипотезы является трудность объяснения механизма переплавления глин. Однако, по мнению автора, не следует прибегать к космическим гипотезам происхождения тектитов, если породы того же состава находятся и на Земле.

Некоторые ученые считали, что тектиты, найденные в Австралии, представляют собой фульгуриты. Однако А. Лакруа отметил, что удар молнии всегда приводит к расплавлению очень ограниченного количества материала. Стекловатые трубочки, получающиеся при ударе молнии в песчаные дюны, совершенно не похожи на тектиты. Внутренние стенки их гладкие, но снаружи они покрыты зернами кварца. Кроме того, при этой гипотезе приходится принять, что исходные пески в очень различных областях имеют идентичный состав.

Гипотеза обезвоженных гелей, предложенная М. Винг-Истоном (M. Wing Easton) была также разобрана А. Лакруа; гипотеза эта ставит под вопрос самую природу тектитов. Автор объясняет их образование воздействием на породы коллоидных растворов гумуса, получающегося при разложении тропической растительности. Коагуляция электролитами этих золь должна дать гель. В сухое время года вода удаляется с поверхности геля и он претерпевает сокращение, а во время дождей абсорбция воды должна приводить к разбуханию. Если высыхание преобладает над смачиванием, то в конце концов процесс становится необратимым и получается вещество, полностью освобожденное от воды и принимающее стекловидную форму. Так как это явление зависит от климатических условий, то М. Винг-Истон предполагает, что с конца третичного периода во всех областях, где встречались тектиты, климат очень сильно изменился.

У А. Лакруа мы находим изложение исследований, произведенных Ван-дер-Винном (Van der Veen), доказывающих, что тектиты не обладают обычными свойствами коллоидов. Гидрогель — это прежде всего система из двух фаз; при нагревании он теряет воду, т. е. одну из фаз, и остается только вторая — твердая. Если производить непрерывное нагревание, то вещество сначала становится безводным, не претерпевая размягчения до тех пор, пока не будет достигнута температура его плавления; затем происходит резкий переход из твердого состояния в жидкое. В отношении стекла нельзя говорить о точке плавления, а лишь о более или менее большом интервале температуры, в котором происходит переход от твердого состояния к жидкому. Этим же, характерным для стекла свойством обладают и тектиты. Гель кремнекислоты, изучаемый по методу Дебая и Шерера, дает черное кольцо аморфных тел, в обезвоженном же состоянии он дает спектр порошка, показывая присутствие кристаллической структуры. Между тем, тектиты дают спектр

аморфных тел, как все стекла. Диффузия газов в гидрогелях идет по порам. Если гидрогель обезводить, он остается пористым и заключает микроскопические ячейки, заполненные воздухом. Гидрогель сохраняет пористость даже при продолжительном нагревании при высокой температуре, и в этом его основное отличие от тектитов. С физико-химической точки зрения невозможно, повидимому, считать тектиты дегидратированными гелями.

А. Лакруа считает решающим аргументом против этой гипотезы тот факт, что в изученных образцах тектитов не было найдено никаких реликтов пород, из которых они образовались. Непонятно, как продукт, получившийся от разложения алюмосиликатов — гранита, гнейса, аркоза — не сохранил бы мельчайших зерен кварца — минерала, устойчивого и наиболее часто встречающегося в этих породах. Кроме того, как объяснить постоянство состава тектитов в тех местах, где породы субстрата имеют самый различный состав?

Наиболее удовлетворительное объяснение непонятно широкого распространения тектитов дает гипотеза космического происхождения. К числу сторонников этой гипотезы принадлежат такие ученые, как Ф. Зюсс (который впервые отнес естественные стекла к классу метеоритов и ввел для них термин «тектиты»), А. Лакруа, Ф. Панет (F. Paneth) и другие. Однако правильная форма тектитов, их состав, совершенно отличный от известных нам метеоритов, и полное отсутствие наблюдений над их падением говорят против этой гипотезы.

Р. Уолкотт связывает образование тектитов с большим космическим телом, взорвавшимся при проникновении в атмосферу Земли вследствие внезапного повышения температуры в момент удара. В результате взрыва большая часть этого тела была почти полностью уничтожена. Если после взрыва остались в пластическом состоянии осколки тела, то, при их движении в воздухе с различной скоростью во всех направлениях, они должны принять разнообразные формы. Р. Уолкотт предполагает, что тектиты быстро охлаждались еще в воздухе. При таком резком охлаждении остается непонятной относительная прочность тектитов. Они всегда менее хрупки, чем обсидианы, образовавшиеся при остывании потоков лавы. По составу тектиты отличаются от всех известных основных аэролитов базальтового состава. По мнению Р. Уолкотта, нельзя отрицать существования кислых метеоритов, так как многие из них по своему составу близки к земным породам. Наиболее близкими к тектитам являются эвкриты — группа метеоритов, которые, по мнению А. Лакруа, составляют переход к тектитам.

Г. Михель (Michel, 1925) на основании работ В. Валя (W. Wahl, 1910)¹ предложил гипотезу образования тектитов из космических тел, магма которых очень бедна кислородом. Эти тела могут иметь в своем составе частично неокисленные легкие металлы. При попадании таких космических тел в земную атмосферу должна произойти бурная реакция окисления, сопровождающаяся выделением большого количества тепла. В противоположность взглядам В. Валя, по которым такие тела не достигают поверхности Земли, Г. Михель считает, что при соответственно большом количестве материала остающаяся масса может дать сплав, счень богатый кремнекислотой; из него часть легких металлов испа-

¹ В. Валь считает, что общей чертой всех метеоритов является их бедность кислородом; исходные породы, из которых образовались метеориты, были беднее кислородом, чем известные нам породы земной коры.

рится. В этих условиях могут образоваться бесчисленные стеклянные капли, идентичные тектитам.

Взгляды А. Лакруа сводятся к тому, что тектиты представляют особую категорию космических пород, до сих пор известных только в форме метеоритов. Он приводит мнение Добрэ о сходстве, существующем между метеоритами и веществом, слагающим ядро Земли. Внешняя же часть Земли — земная кора, заключающая главным образом породы гранитного состава, — не имеет эквивалентов среди метеоритов. А. Лакруа указывает, что по химическому составу тектиты эквивалентны породам земной коры, полностью окисленным.

Так как толщина земной коры незначительна по сравнению с общим диаметром нашей планеты, то, по мнению А. Лакруа, вполне естественно, что тектиты более редки, чем метеориты. Ссылаясь на работы В. Валя, А. Лакруа доводит гипотезу Добрэ до логического конца, принимая, что земная кора как наиболее легкая внешняя оболочка Земли должна состоять из кремния и металлов Al, Ca, K, Na, которые из-за недостатка кислорода могли остаться частично в виде элементов и окислиться, попав в атмосферу Земли. При достаточно значительной массе улетучивание будет неполным, и образовавшиеся окислы под влиянием температуры реакции расплавятся с образованием стекла¹. По мнению А. Лакруа такой процесс не даст тел значительного объема, а скорее поток капель, и этим можно объяснить отсутствие тектитов больших размеров. Большие пузыри, которые тектиты иногда в себе заключают, являются остатками газовых продуктов реакции. А. Лакруа указывает, что формы тектитов Индокитая красноречивым образом свидетельствуют о вертикальном падении маленьких порций стекла. Сравнивая эти формы (грушевидные, каплеобразные) с базальтовыми вулканическими бомбами, также образовавшимися из жидкой магмы, но принявшими свою форму в момент выброса снизу вверх, А. Лакруа приходит к выводу, что бомбы имеют главным образом биполярную форму, тогда как все без исключения тектиты, изученные им, были монополярные.

Ф. Панет (Paneth, 1940) считает, что выводы о происхождении железных и каменных метеоритов не должны быть распространены на стеклянные. Он указывает, что мы не имеем никакой промежуточной формы между первыми двумя классами метеоритов и третьим, и этот факт заставляет сомневаться, являются ли они в действительности продуктом дифференциации одной и той же исходной магмы, — взгляд, высказанный ранее уже Ф. Зюссом. По мнению Ф. Панета, трудно понять, каким образом химическое отделение вещества тектитов могло дать такой чистый продукт, в то время как каменные и железные метеориты обладают смешанным составом. Ф. Панет не согласен также с гипотезой Г. Михеля (принятой Ф. Зюссом), что при вхождении в атмосферу Земли тектиты содержали элементарные кремний и легкие

¹ Мы считаем необходимым отметить, что между взглядами Г. Михеля и А. Лакруа имеется существенная разница. Если Г. Михель говорит о космических телах как источнике образования тектитов, то А. Лакруа вводит единое космическое тело. В. Валь принимал в качестве исходного материала несколько различных магм, бедных кислородом, и объяснял на этом основании химический состав многих метеоритов, а также отсутствие метеоритов, богатых легкими металлами. Вряд ли правильно вывести из положения В. Валя, как это делает А. Лакруа, заключение об одном исходном космическом теле. Из приведенных В. Валь теплот образования окислов ни в коем случае не вытекает возможность существования на периферии свободных Si, Al, Ca и щелочных металлов в присутствии уже окислившихся Fe и Si в нижележащих слоях.

металлы, которые окислились и расплавились во время полета через воздух. По его мнению, механизм такой химической реакции во время быстрого полета в сильно разреженных верхних зонах атмосферы совершенно не понятен. Кроме того, Ф. Панет считает, что нельзя приписывать различный генезис маленьким тектитам и кускам силика-гласса из Ливийской пустыни, достигающим 2 кг; последние не могли образоваться в атмосфере.

Однако ввиду того, что все теории, объясняющие происхождение этих стеклянных тел, легко опровергнуть, ничего не остается, — пишет Ф. Панет, — как предположить их вне-земное происхождение. Согласно его взгляду, тело химического состава, аналогичного составу гранитной породы, при вхождении в предел Роша Солнца, будет претерпевать как переплавление, так и рассеивание, и рой стеклянных шаров, оставляя перигелий с большой скоростью, будет быстро охлаждаться. При последующем столкновении с Землей, такой рой может распространиться по всей ее поверхности.

После открытия метеоритных кратеров Вабар в Аравии и Генбери в Австралии Л. Спенсер (Spenser, 1933, 1939) высказал гипотезу о возможности образования силика-гласса при переплавлении земного кремнекислого материала под влиянием интенсивного нагрева, развивающегося при взрыве железного метеорита. При этом брызги расплавленного стекла и породы взлетают в воздух, а при падении застывают, образуя куски силика-гласса. Внутри метеоритных кратеров Генбери в центральной Австралии и кратеров Вабар в Аравии были обнаружены осколки оплавленного стекла, сходного с тектитам по составу, но различающегося по внешнему виду. П. Клайтоном в 1932 г. в Ливийской пустыне также были открыты залежи силика-гласса, однако там не удалось найти метеоритных кратеров. Л. Спенсер отмечает, что в силика-глассе из кратера Вабар обнаружены мельчайшие железо-никелевые вкрапления, причем в некоторых образцах количество последних в одном кубическом сантиметре достигало $2 \cdot 10^6$; эти вкрапления напоминали дождь или изморозь, образовавшуюся, возможно, из конденсированных испарений метеорита. Аналогичные металлические шарики, притягивающиеся магнитом, обнаружены в изобилии и в дарвиновом стекле из Тасмании, но в силика-глассе из Генбери их меньше. Как Л. Спенсер, так и Г. Михель рассматривают нагревание от удара метеорита как причину образования дарвинового стекла. Ранее это стекло относили к тектитам, но неправильная форма его обломков отличает его от тектитов. Л. Спенсер отмечает, что Ф. Зюсс (Suss, 1932), известный авторитет по тектитам и силика-глассам, вначале принимал дарвиново стекло за тектиты, но позже согласился, что это стекло может быть силика-глассом, образовавшимся при падении метеоритов. Отсутствие следов метеоритных кратеров, а также и самих метеоритов, объясняется уничтожением кратеров при последующей эрозии, окислением метеоритов и т. д. Куски силика-гласса как наиболее стойкие остаются в качестве единственного доказательства падения метеоритов.

Г. Бэйкер и А. Гэскин в статье, посвященной происхождению естественных стекол, пишут, что стекла из Генбери и Вабар образовались, несомненно, при ударе метеорита, так как они найдены вблизи метеоритных кратеров вместе с железистыми глинистыми сланцами и металлическими метеоритами. Эти авторы выдвигают новую гипотезу образования других естественных стекол при лесных пожарах. Анализируя материалы об естественных стеклах горы Дар-

вина и из Мэйседон (Виктория), авторы подчеркивают, что все теории, предложенные для объяснения их происхождения, кажутся неправдоподобными; стекла эти не являются тектитам, так как не имеют столь характерного для тектитов внешнего вида, обусловленного кручением, вытягиванием и выплавлением застывающего стекла. Они богаче кремнекислотой, чем тектиты, и ясно отличаются и от фульгуритов; мало данных считать их и продуктами расплавления пород при ударе метеорита. Также нет никаких указаний на то, что это стекло произошло при горении стволов деревьев из расплавленных пожаром горных пород.

По мнению Бэйкера и Гэскина, распределение дарвинового стекла в Тасмании может быть объяснено предположением, что оно представляет остатки богатых кремнекислотой растений, сгоревших во время лесного пожара. Такое предположение, как пишут сами авторы, не подтверждается при сравнении анализа дарвинова стекла и стекла из золы дерева (калия, например, в золе деревьев значительно больше); но если сравнить дарвиново стекло со шлаком из угля буков, то расхождение в составе получается не столь большое.

Д. П. Малюга (1949) на основании сопоставления силикатных анализов тектитов пришел к выводу, что тектиты по своему химическому составу стоят ближе к породам литосферы, чем к метеоритам. Считая, однако, что валовой анализ природных тел является ненадежным аргументом для таких выводов, Д. П. Малюга подчеркивает закономерность сходства содержания элементов семейства железа в осадочных породах и тектитах. Из приведенных в его статье данных видно, что тектиты не имеют никакого сходства с каменными метеоритами. По содержанию в тектитах хрома и никеля, различающемуся в 10 раз, Д. П. Малюга делит тектиты на две группы; для образования одной из них необходим добавочный источник хрома и никеля, а это, по его мнению, несовместимо с представлением о космическом происхождении тектитов. Близкое содержание элементов семейства железа в тектитах и осадочных породах, принципиальное отличие тектитов от каменных метеоритов — тектитов, — все это является неоспоримым доказательством земного происхождения тектитов.

В статье С. Сильвермана (Silvermann, 1951) об изотопах кислорода в природных объектах приводятся результаты изучения как земных минералов и пород, так и метеоритов и тектитов. На основании полученного изотопного отношения O_{18}/O_{16} для метеоритов, равного в среднем 6.4, а для тектитов — 10.4 (в тысячных долях от отношения в чистом кварце, принятом за стандарт), С. Сильверман сопоставляет метеориты с рядом земных основных пород, тогда как тектиты им сравниваются с земными осадочными породами. Последнее сходство автор считает интересным еще и потому, что по химическим анализам тектиты очень похожи на богатые алюминием глинистые осадочные породы. Однако автор, принимая во внимание, что структура и состав всех планетных тел солнечной системы идентичны, не считает возможным, на основании полученных им данных, принять земное происхождение тектитов. Никаких других выводов и сопоставлений по поводу их происхождения С. Сильверман не дает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на большое количество работ, посвященных тектитам, их происхождение до сих пор не установлено с достаточной степенью

достоверности, и основным вопросом попрежнему остается, являются ли они телами земного или космического происхождения.

Основной недостаток гипотез земного происхождения тектитов — это невозможность объяснить широкое их распространение. Некоторые из этих гипотез, как, например, гипотеза искусственного стекла, сравнение с фульгуритами, гипотеза обезвоженных гелей, опровергнуты уже более поздними работами и в настоящее время не принимаются во внимание.

К числу несостоятельных гипотез, казалось, следовало бы отнести и гипотезу о вулканическом происхождении тектитов, так как она совершенно не объясняет причину распределения их на поверхности Земли; отсутствие тектитов в областях извержений кислых лав является серьезным аргументом против этой гипотезы. Соображения, высказанные по этому поводу В. Уолкоттом и А. Лакруа, очень убедительны. Кроме того, полное отсутствие воды и микролитов, на которые обращает внимание Г. Михель, отличает тектиты от вулканических стекол. Однако работа С. Кумэнса о совместном нахождении тектитов и псевдотектитов на Филиппинах вновь возвращает нас к вопросу о возможности образования их путем вулканических извержений.

Некоторые указания на возможность образования наполненных газом стеклянных пузырьков при извержении кислой лавы приведены в работе Ф. Перре (Perret, 1950).

Вблизи вулкана Катмаи (Аляска) в море был обнаружен плавающий пепел, состоящий из мельчайших, распознаваемых лишь под микроскопом (диаметр от 0.2 до 0.4 мм), наполненных газом пузырьков прозрачного стекла.

Достаточно хорошо объясняет происхождение многих стеклянных образований (силика-гласс) теория метеоритных кратеров.

Из всех гипотез о земном происхождении тектитов гипотеза об образовании некоторых естественных стекол путем лесных пожаров — единственная, которая объясняет широкое их распространение. Однако, повидимому, эта теория не пригодна для объяснения образования тектитов. Из работы С. Сильвермана следует, что при реакции с водой и дальнейшем осаждении кремнезема из раствора этот процесс всегда сопровождается обогащением кремнезема кислородом O_{18} в осажденной фазе. В некоторых случаях, например для диатомита, когда этот процесс идет с морской водой, отношение O_{18}/O_{16} доходит даже до 30.3 в чистом кварце. Ввиду того, что и в древесных частях растений весь кремнезем усваивается только из водных растворов, в стеклах, образовавшихся при лесных пожарах, отношение O_{18}/O_{16} , повидимому, должно лежать значительно выше найденного для тектитов значения 10.4.

Все же значительная часть естественных стеклянных образований не рассматривается уже в настоящее время как космическая, и происхождение их объясняется или переплавлением земных пород под влиянием удара метеоритов, или же сгоранием кремнийсодержащих растений.

Что касается гипотез космического происхождения тектитов, то они лучше других могут объяснить непонятно широкое распространение тектитов. Ф. Зюсс, А. Лакруа, Г. Михель и Ф. Панет являются сторонниками этих гипотез.

А. Лакруа на основании монополярности тектитов пришел к выводу об образовании их при падении застывающей стеклянной массы сверху вниз.

Выводы о космическом происхождении тектитов на первый взгляд кажутся очень обоснованными, но представление о едином космическом

теле, из которого образовались как метеориты, так и тектиты, и где, наряду с уже окисленными Si и Fe, должны, по предположению, существовать на периферии неокисленные элементы K и Na, кажется нам совершенно ошибочным, и поэтому мы его здесь обсуждать не будем. Предположение же Ф. Зюсса и Г. Михеля о переплавлении в атмосфере Земли космических тел и образовании тектитов в результате химической реакции окисления легких металлов, хотя и кажется маловероятным, но не может быть опровергнуто на основании полученных нами данных. Если расплавление тектитов произошло в земной атмосфере, то их возраст отвечал бы лишь моменту их переплавления. Однако это положение, повидимому, опровергается работой С. Сильвермана. По его данным, отношение атмосферного кислорода $O_{18}/O_{16} = 19.2$. Если считать, что во всех слоях атмосферы Земли отношение O_{18}/O_{16} равно определенному автором значению, то чем объяснить тогда полученное для тектитов отношение 10.4?

Что касается гипотезы Ф. Панета о переплавлении космических тел при вхождении в предел Роша, то на основании наших работ по определению возраста метеоритов мы можем сказать с уверенностью, что, несмотря на значительно меньшее содержание K_2O в метеоритах, чем в тектитах, и полученные ими ожоги, мы всегда находили в них аргон в измеримом количестве. Полученные для таких метеоритов возрастные значения колеблются в интервале от 480 миллионов до 3 миллиардов лет. Эти данные показывают, что с момента получения ими ожога, вызвавшего полную перекристаллизацию метеоритного вещества, прошли сотни и даже тысячи миллионов лет, прежде чем они при движении в межпланетном пространстве подверглись возмущению со стороны самой Земли, что и вызвало их падение на земную поверхность. Поэтому мало вероятно, чтобы в аналогичных условиях прохождения через перигелий тектиты давали бы тот же возраст, что и земные породы, в которых они были обнаружены.

Предположение В. Уолкотта о взрыве метеорита при ударе о земную атмосферу, как оно ни кажется маловероятным, не может быть опровергнуто ни нашими данными, ни работой Д. П. Малюги.

Основоположники гипотезы космического происхождения тектитов Ф. Зюсс, Г. Михель, Ф. Панет и другие не предполагают никакого единого исходного вещества для метеоритов и тектитов, а считают, что вряд ли возможна такая дифференциация из одной магмы. Г. Михель же и для метеоритов принимает разные исходные вещества. По мнению Ф. Панета, если приходится признать космическое происхождение тектитов, то во всяком случае надо помнить, что наши взгляды на происхождение метеоритов нельзя переносить на тектиты. Учитывая все эти данные, мы считаем, что генетическое сходство между метеоритами и тектитами не доказано; поэтому и работа Д. П. Малюги не доказывает безусловного земного происхождения тектитов.

Таким образом, ни на основании наших данных, ни на основании критического рассмотрения работ других авторов, посвященных происхождению тектитов, мы не можем дать однозначного ответа об их земном или космическом происхождении. Но почти все перечисленные гипотезы космического происхождения, повидимому, являются неудовлетворительными и должны быть отброшены. Даже гипотеза В. Уолкотта требует ряда дополнительных допущений, так как, согласно работам С. Сильвермана, следует предположить, что метеорит, при ударе которого образовались тектиты, имел в своем составе породы, уже обо-

гащенные кислородом O_{18} , по данным С. Сильвермана, лишь породы осадочного происхождения соответствуют этим условиям. Кроме того, неясна причина полного расплавления при взрыве метеоритов только этого состава, в то время как метеориты другого состава, несмотря на незначительную разницу в температуре плавления, при ударе не расплавляются.

Как указано ранее, также неудовлетворительными следует признать большинство гипотез о земном происхождении тектитов. Из этих гипотез все же следует выделить вулканическую, которая может объяснить ряд особенностей тектитов. Эта гипотеза объясняет причину того, что определенный нами возраст тектитов (не превышающий, по одним определениям, 3, а по другим — 12 миллионов лет) не больше возраста четвертичных и плиоценовых пород, в которых их находят. Найденное отношение $O_{18}O_{16}$, химический состав и содержание элементов семейства железа могут быть объяснены переплавлением осадочных пород глинистого состава. К основным недостаткам этой гипотезы следует отнести то, что она пока еще не может объяснить широкого распространения тектитов на поверхности земного шара в районах, удаленных на сотни и тысячи километров от каких-либо известных вулканов.

Можно допустить, что после выброса вулканами тектитов на большую высоту, они были подхвачены сильным воздушным течением и унесены на сотни и даже тысячу километров от места извержения. Некоторым подтверждением такой возможности могут служить случаи переноса камней и других тяжелых предметов ураганами. Например, случай выпадения камней диаметром 1 см и более во время града имел место вблизи г. Стерлитамака в 1824 г. На основании изучения архивных материалов о падении стерлитамакского каменного града И. С. Астапович (1952) пришел к заключению, что камни были подхвачены с земли в Западном Казахстане смерчем и перенесены в район Стерлитамака, где они и выпали вместе с градом.

Если возможность переноса воздушными течениями тектитов, выброшенных вулканом, будет подтверждена или если будет предложено другое, более удачное объяснение переноса тектитов на значительное расстояние от вулканов, то отпадет основное возражение против гипотезы о вулканическом происхождении тектитов.

Л и т е р а т у р а

- Астапович И. С. О выпадении каменного града вблизи г. Стерлитамака в 1824 г. Метеоритика, вып. 10, 1952.
- Герлинг Э. К. и Т. Г. Павлова. Определение геологического возраста двух каменных метеоритов по аргоновому методу. Докл. АН СССР, т. 77, № 1, 1951.
- Герлинг Э. К. и К. Г. Рик. Возраст каменных метеоритов по аргоновому методу. Метеоритика, вып. 10, 1952.
- Кринов Е. Л. Тектиты. Природа, 1946, № 12.
- Маялюга Д. П. К познанию природы тектитов. Метеоритика, вып. 6, 1949.
- Обручев С. В. Естественное стекло (силика-глас) из Мейседон (Виктория). Природа, 1947, № 11.
- Хлопин В. Г. и Э. К. Герлинг. Простой прибор для определения суммы легких и тяжелых инертных газов. Сб. «Природные газы», вып. 4—5, 1932.
- Baker G. and A. Gaskin. Natural glass from Macedon, Victoria, and its relationships to other natural glasses. Journ. Geol., vol. 54, № 2, 1946.
- Koomans C. On tectites and pseudo-tectites from Dutch East Indies and Philippines. Leid. Geol. Medel., vol. 10, 1938, p. 63—81.
- Lacroix A. Les tectites de l'Indochine. Arch. Mus. Hist. Nat., Sér. 6, vol. 8, Paris, 1932, p. 139—240.

- Michel H. Die Entstehung der Tektite und ihre Oberfläche. Ann. Naturhist. Mus. in Wien, Bd. 38, Wien, 1925, S. 153.
- Paneth F. The origin of meteorites. The Halley Lecture delivered on May 1940. Oxford.
- Perret F. Volcanological observations. Carnegie Inst. Washington, Publ. 549, 1950.
- Silvermann S. The isotope geology of oxygen. Geochimica e Cosmochimica Acta, vol. 2, 1951, p. 26—42.
- Spenser L. Origin of tektites. Nature, vol. 132, 1933, p. 571.
- Spenser L. Tektites and silica-glass. Min. Mag., vol. 25, № 167, 1939, p. 425—438.
- Suess F. Zur Beleuchtung des Meteoritenproblems. Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. 25, 1932, S. 15.
- Suess F., R. Hayden, and M. Inghram. Age of tektites. Nature, vol. 168, № 4271, 1951, p. 433.
- Wahl W. Beiträge zur Chemie der Meteoriten. Ztschr. anorg. Chemie, Bd. 69, 1910, S. 52.
- Walcott R. The occurrence of so called obsidian bombs in Australia. Proc. Roy. Soc. Victoria, vol. II (N. S.), part I, 1898, p. 23—53.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Исследования академика В. А. Обручева в области докембрия	5
От редакции	9

Общие вопросы геологии и петрологии

А. А. Полканов. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры . .	11
---	----

Региональная геология

Н. П. Семененко. Докембрий Украинской ССР	24
Ю. Ир. Половинкина. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР	44
А. П. Никольский. Новые данные о докембрии Кривого рога	72
Н. Н. Карлов. Знаки ряби в овручских кварцитах	98
С. В. Обручев и Д. А. Великославинский. Докембрий западного побережья Байкала	102
А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева. Магматические породы Байкальского нагорья	161
З. Г. Ушакова. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита	213
И. В. Сумин. О распространении протерозоя в западной части Алданского щита	228

Вопросы геохронологии

М. Л. Яценко и Э. К. Герлинг. Возраст и происхождение тектитов . . .	232
--	-----

*Утверждено к печати
Лабораторией геологии докембрия
Академии Наук СССР*

•
Редактор издательства *З. Г. Ушакова*
Технический редактор *Р. А. Арокс*
Корректоры *Ф. А. Блинова* и *Е. Б. Томсинская*

•
РИСО АН СССР № 41—25В. М-42069.
Подписано к печати 5/X 1953 г. Бумага
70 × 108/16. Бум. л. 7³/₄. Печ. л. 21.57.
Уч.-изд. л. 20.87 + 8 вкл. (1.66 уч.-изд. л.).
Тираж 1500. Зак. № 850. Номинал по
прейскуранту 1952 г. 15 р. 35 к.

1-я типография Издательства АН СССР,
Ленинград, В. О., 9-я линия, дом № 12.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
28	21 сверху	магматизируют	мигматизируют
119	29 снизу	(001) Ng	[001] $\wedge Ng$
139	Подпись к рис. 11	амфиболотизированный	амфиболитизированное
140	Подпись к рис. 13	7 — трубосланцеватый	7 —, грубосланцеватый
185	Табл. 3, графа «Сумма», 2-я и 3-я строки сверху	199.13 100.67	100.13 99.67
188	Табл. 3, графа 2, 18-я строка сверху	Монсонит	Монзонит
196, 198, 200, 202, 204	Табл. 4, графы 3 и 4	$a_3 \mid c_4$	$a \mid c$