

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

СЕРИЯ ПРИБАЙКАЛЬСКАЯ

ЛИСТ N-49-IX

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили *А. В. Колесников и З. М. Анисимова*
Редактор *П. М. Хренов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
20 февраля 1958 г., протокол № 8



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1960

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-49-IX административно относится к Бу-
ратской Автономной Советской Социалистической Республике
и входит в состав Северо-Байкальского и Курагинского айма-
ков. Территория листа ограничена координатами 110—111° в. д.
и 54°40'—55°20' с. ш.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В орографическом отношении район представляет собой
высокогорную сильно расчлененную область с альпийскими
формами рельефа. Главной орографической единицей района
является Баргузинский хребет, с которым связаны наивысшие
абсолютные отметки, колеблющиеся в пределах 2200—2600 м.
Максимальная отметка хребта здесь равна 2714 м. Баргузин-
ский хребет имеет асимметричное строение.

Резкая расчлененность рельефа Баргузинского хребта в зна-
чительной степени связана с проявлением интенсивного оледене-
ния минувшей эпохи. Для хребта характерны ледниковые фор-
мы рельефа, представленные карами, цирками, трогами и мно-
жеством ледниковых озер, врезанных в коренные породы.

Реки района разделяются на две группы: к первой относятся
реки, текущие в оз. Байкал, — Томпуда с крупными притоками
Топо, Иркандан, Согённая (Согдиондон), Шеганда, Кабанья,
Тулуяная, Амнундакан, Сиригли (Ширильды); ко второй — реки
системы р. Баргузин — Улюгна (Улон-Улюнная), Алда, Сухит-
ко, Ендыхык, Шеберсо, Огсо, Индишон, Долсы, Талинга.

Наиболее крупными реками района являются Баргузин,
Томпуда, Шеганда, Сиригли, Улюгна и Алда. Почти все они
типично горные реки с очень бурным течением, водопадами,
порогами, теснинами и перекатами. Исключение представляет
р. Баргузин, которая протекает в крайней юго-восточной части
площади листа на протяжении около 20 км. На этом отрезке
она доступна для передвижения на плотах и моторных лодках.
Здесь р. Баргузин является вполне спокойной рекой, текущей
по широкой равнине Баргузинской впадины, сравнительно густо
заселенной.

Река Томпуда заходит в пределы листа своими верхней и средней частями, а Шепанда и Кабанья — верхними частями. Для лодочного транспорта и сплава на плотах они непригодны. Переправляться по ним можно лишь вброд в определенных местах и в межень.

Река Улюгна имеет длину 60 км. Благодаря большой площади водосбора она является сравнительно многоводной рекой, имеющей широкую лесистую, проходимую для конно-вьючного транспорта долину. Переправляться через реку можно только вброд.

Река Алга имеет длину 45 км, очень бурная и быстрая. Вырываясь из гор, она разливается на несколько протоков и созданных человеком оросительных каналов. Переправляться через р. Алгу можно вброд во многих местах и в межень.

Климат района резко континентальный, со значительными колебаниями годовой и суточной температуры. Данная территория находится в поясе отрицательных среднегодовых температур (минус 3—6°). В климатическом отношении район неодинаков. В нем можно выделить микроклимат Баргузинской впадины, который менее суров. Снег здесь выпадает довольно поздно, тает рано. Лето очень жаркое и сухое, зима холодная с яркими морозными днями.

Населенным пунктом на площади листа является поселок Алга, который вместе с поселком Ягдэг, расположенным в устье р. Улюгна, объединен в колхоз им. Ленина.

Население представлено в основном бурятами, меньше русскими и эвенками. Основное их занятие скотоводство, частично земледелие и охота.

В горной части района возможно передвижение только с помощью оленевого и конно-вьючного транспорта. Лишь в Баргузинской впадине существуют хорошие автомобильные и лесные дороги.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые достоверные геологические сведения о районе были получены И. А. Лопатыным (1865). В результате его исследования была составлена маршрутная карта и кратко описаны встреченные породы.

В 1911 г. в северо-западной части Баргузинского района (северная часть площади листа N-49-IX) геологические исследования проводил В. К. Котульский (1913). Встреченные породы он разделил на метаморфическую и кристаллическую свиты, но не высказал своего мнения о возрасте и их взаимоотношениях. Котульский отметил пиритизацию метаморфической толщи, которая проявлена около кварцевых и кварц-карбонатных жил пневматолитического происхождении. Золотоносность района он связывает с пиритизированными породами. Им под-

робно описан рельеф страны, особенно его ледниковые формы, а также отмечено наличие террас в долинах рек.

В 1939 г. Восточно-Сибирское геологическое управление организовало съемку в масштабе 1 : 1 000 000 под руководством В. В. Домбровского (1940). Этой съемкой была охвачена вся площадь Ангаро-Баргузинского района, что дало возможность Домбровскому впервые наметить стратиграфическую схему для этой территории. Им были выделены следующие свиты.

1. Баргузинская — кристаллические известняки, сланцы и гнейсы (архей).

2. Ниндонинская — слабо метаморфизованные сланцы с прослоями известняков (протерозой).

3. Укокитская — конгломераты, песчаники, сланцы (нижний кембрий).

4. Катерская — разнообразные сланцы (нижний кембрий).

5. Бирамынская — известняки с прослоями сланцев (средний кембрий).

По мнению В. В. Домбровского, эта схема условна. Изверженные породы он подразделяет на две интрузии, одна из которых проявилась в докембрийское время, другая в посткембрийское. Разнообразное орудование В. В. Домбровский генетически связывает с более молодой интрузией.

Развитие рельефа Ангаро-Баргузинского района рассматривается им в тесной связи с новейшими тектоническими движениями, вызвавшими, в частности, образование Байкальской, Ангарской и Баргузинской впадин. Описываются многочисленные признаки обширного оледенения.

В 1940 г. непосредственно на площади листа Б. А. Аверьянов производил геологическую съемку масштаба 1 : 1 000 000. Он дает несколько иную стратиграфическую схему и выделяет две свиты:

1. Таганчанскую — амфиболиты, амфиболовые гнейсы, слюдястые сланцы, слюдястые кварциты и кристаллические известняки (архей).

2. Шаманскую — кристаллические известняки с редкими прослоями амфиболитов, переходящих постепенно путем переслаивания в толщу графитовых сланцев и графитовых кварцитов; метаморфизованные кварциты и песчаники, сланцы, аргиллиты, кристаллические известняки и частично мигматиты (нижний протерозой). Шаманская свита соответствует ниндонинской и баргузинской свитам В. В. Домбровского.

Б. А. Аверьяновым выделяются в районе три этапа вулканизма: 1) гранито-гнейсы (архей); 2) габбро, базокварцевые порфиры и микроклиновые граниты (нижний протерозой) и 3) комплекс порфировидных гранитов (верхний протерозой).

В 1946 г. Н. И. Фомин производил съемку масштаба 1 : 200 000 в бассейнах рек Улюгна (Улюгна), Бирамы и вер-

ховых р. Баргузица. Он выделял баргузинскую и ниндонинскую свиты, придерживаясь взглядов Домбровского. В отличие от В. В. Домбровского он отрицает самостоятельность стратиграфического значения уколкитской, бирарынской и ниндонинской свит и указывает, что они образуют единую мощную ниндонинскую свиту. По его мнению, в основании ниндонинской свиты лежат конгломераты (уколкитская свита Домбровского), выше согласно залегают известняки (бирарынская свита Домбровского) и самым верхним горизонтом являются сланцы (ниндонинская свита Домбровского). Возраст ее определяется как верхний протерозой — нижний палеозой. Н. И. Фомин предполагает, что ниндонинская свита залегает с угловым несогласием на баргузинской свите.

Магматические породы в возрастном отношении он делит на две группы. Древнейшая из них — доверхнепротерозойского времени — представлена гнейсовидными гранитами, переходящими фациально в гранодиориты и диориты.

В 1947 г. северо-восточнее площади описываемого листа производил съемку Л. И. Сапог. Метаморфический комплекс пород он разделил на две формации: катерскую и кадарскую. Более древняя катерская формация состоит из четырех свит: уколкитской, сложенной туфогенными песчаниками и сланцами; анаджанской, представленной хлорит-серпичитовыми и другими сланцами с прослоями крупнокристаллических известняков; ниндонинской, состоящей из черных мелко- и среднекристаллических известняков, часто оолитовых, тереслаивающихся с черными углистыми сланцами; инчуйской, сложенной серпичитовыми сланцами, переставляющимися с различными филлитами.

Сапог указывал, что в зоне интенсивного регионально-контактового метаморфизма, связанного с внедрением гранитоидов баргузинского комплекса, из филлитов и сланцев возникают биотитовые и биотитово-амфиболовые гнейсы вплоть до инъекционных гнейсов, а черные известняки превращены в светлые мраморы.

Кадарская формация залегает несогласно на размытой поверхности сложно дислоцированной катерской формации. Сапог отрицает баргузинскую свиту как более древнюю. По его мнению, это та же катерская формация, но лежащая ближе к плутону гранитоидов, где проявился больший метаморфизм, что послужило основанием для многих исследователей (Домбровский, Фомин) выделять ее в самостоятельную свиту. Он также доказывает более высокое стратиграфическое положение карбонатных пород, относимых Домбровским к баргузинской свите, по сравнению с ниндонинской свитой или анаджанской свитой Сапога.

Среди магматических пород Л. И. Сапог выделяет эффузивно-кератофировую или спилито-кератофировую формацию, дайковую формацию пиритизированных кератофиров, интрузив-

ные залежи диабазов, комплекс гранитоидов I группы, комплекс гранитоидов II группы.

В 1950 г. в бассейнах рек Томпуды, Светлой и Фролихи И. М. Козулина и В. А. Самарский производили съемку масштаба 1 : 200 000. Авторы придерживаются взглядов Л. И. Сапога, с той лишь разницей, что, по их мнению, ниндонинская свита с несогласием перекрывает анаджанскую свиту.

В 1951 г. при проведении геологических поисков масштаба 1 : 50 000 в верховье р. Улюгна И. М. Козулина и В. А. Самарский придерживаются уже стратиграфии Н. И. Фомина, однако высокометаморфизованные породы баргузинской свиты они объясняют влиянием гранитоидов и пегматитов.

С. А. Гурьев, В. Л. Каницкий и др. (1953), производившие поисковые работы в Наманинском рудном районе в масштабе 1 : 50 000, дают следующий стратиграфический разрез. В основании залегает нижний протерозой — наманинская свита: карбонатно-кварцево-хлоритовые, актинолитово-хлоритовые и актинолитовые сланцы, известняки, песчаники, кальцифиры. Затем следует перерыв в отложении. Выше залегают верхний протерозой — ниндонинская свита, представленная горизонтами — конгломератов и полимиктовых песчаников, известняков, сланцев; баргузинская свита, представленная метаморфизованными известняками, гнейсами, кварцитами.

Возраст свит определяется условно. Ниндонинская свита отделяется от наманинской угловым стратиграфическим несогласием. Ниндонинская и баргузинская свиты, по мнению С. А. Гурьева, В. Л. Каницкого и других, залегают согласно.

В соответствии с перерывом в отложении выделяются два магматических цикла: нижнепротерозойский, объединяющий интрузию амфиболовых ортогнейсов, ортоамфиболитов, интрузию розовых аляскитовых гранитов и связанных с ними пегматитов; верхнепротерозойский, объединяющий интрузии габбро-диабазов, габбро, габбро-диоритов и гранитоидов.

Условно к мезозойскому этапу вулканизма они относят дайковые тела лейкоратовых гранитов, гранит-порфиров, фельзитов, плагиоклазитов и моноклитов.

В 1954 г. в бассейне р. Бирамы проводили геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 П. Ч. Шоботов и В. М. Гижа. На основании находки нижекембрийской фаяны трилобитов и археоциат в известняках в бассейне р. Бирамы ими дается следующая разрез.

В основании залегает наманинская свита — карбонатно-кварцево-хлоритовые, роговообманково-хлоритовые сланцы, близки контактов превращенные в иньекционные биотитовые гнейсы с прослоями светлых кристаллических известняков (Р₄). Выше залегает ниндонинская серия (кембрий), в которую входят уколкитская свита — базальные конгломераты и полимик-

товые песчанники, известняки и доломиты с фауной; биряминская свита — горизонт карбонатных конгломератов и доломитовых известняков и нандонинская свита — эффузивы, туфы и сланцы.

В 1954—1955 гг. в северо-восточной части данного листа и за его пределами в бассейне р. Намамы Н. И. Фоминным и С. А. Гурьевым проводились разведочные работы на полиметаллы. Они придерживаются стратиграфии П. Ч. Шобогорова. Большая часть площади листа, ранее закартированная Б. А. Аверьяновым в масштабе 1:1 000 000, была перекрыта автарами в 1954—1955 гг. геологической съемкой масштаба 1:200 000. В результате проведенных работ было установлено, что разрез П. Ч. Шобогорова (1954) требует уточнения.

В частности, отнесение верхнепротерозойских пород нандонинской свиты к кембрию им было произведено на основании взаимного наложения нандонинской свиты на породы биряминской свиты. В действительности же контакт между этими свитами тектонический. Кроме того, галыка базальных конгломератов уколкитской свиты содержит в своем составе породы нандонинской свиты.

На основании материалов исследований предыдущих лет и данных, полученных работами Томпудинской (Колесников, Анисимова, 1957) и Верхне-Ангарской съемочных партий (Шобогоров и др., 1955) для Ангаро-Баргузинского района была разработана единая стратиграфическая схема, в разработке которой принимал участие Л. И. Сапог.

В результате контрольного маршрута, проведенного совместно с сотрудниками Восточно-Сибирского филиала АН СССР (В. Г. Белichenko, А. С. Ескин) было установлено следующее. Намаминская и нандонинская свиты являются, по-видимому, одной свитой, причем первая слогает северо-западное, а вторая — юго-восточное крыло одной и той же синклинальной складки.

Кембрийские отложения представлены тремя свитами: туринской (полиминковые конгломераты, сланцы, мерзели с прослоями доломитов), залегающей в низах разреза; биряминской (доломиты с различной фауной), залегающей согласно на туринской свите, и ирландинской (карбонатные конгломераты, песчаники, сланцы с прослоями доломитов), венчающей разрез кембрия. Отложения кембрия с северо-востока и юго-запада ограничены мощными тектоническими зонами. Установлено термальное воздействие нижнепалеозойской интрузии на отложения кембрия.

Подтверждено более высокое стратиграфическое положение баргузинской свиты по отношению к нандонинской, а также то, что более высокий метаморфизм баргузинской свиты не есть следствие более древнего ее возраста, а обусловлен контактовым воздействием гранитов баргузинского комплекса.

При составлении данной объяснительной записки были использованы следующие материалы.

Результаты съемки, проведенной авторами с 1954—1955 гг. в масштабе 1:200 000 на площади 3000 км² в бассейнах рек Томпуды, Сириги, Алты, Сухитке, Улюгны и других рек, позволившие по-новому решить вопросы стратиграфии и тектоники описываемого района.

Данные работ Н. И. Фомина, И. И. Щербинина, Ф. С. Коцких (1947) для бассейнов рек Намамы, Улюгны и других (взятые геологические контуры и сведения к карте подземных ископаемых).

Съемка П. Ч. Шобогорова и В. М. Гижы (в масштабе 1:50 000) в бассейне р. Бирямы в связи с находкой фауны, послужившая основой для выделения кембрийских отложений. Кроме того, использованы материалы шлихового опробования (Шобогоров, Гижя, 1954).

Материалы В. Н. Самарского (1951), на основании которых нанесены некоторые геологические контуры и дана оценка никелево-кобальтового оруденения в основных породах в верховье р. Улюгны.

Для составления геологической карты и карты полезных ископаемых использованы данные поисково-разведочных работ на полиметаллы, проведенных в северо-восточной части описываемого листа (Фомин, Гурьев и др., 1951—1955 гг.).

В юго-западной части площади листа, в верховьях рек Кабаньей и Шегнанды, в 1954 г. проводила съемку В. И. Навиль, материалы которой полностью использованы. В верховьях рек Шегнанды и Кабаньей метаморфические породы баргузинской свиты она выделяет в свитоносскую толщу архея, разделяя на нижнюю улурускую и верхнюю шегнандинскую свиты, и проводит сравнение со слюдянской свитой архея. С мнением В. И. Навиль о выделении здесь архея авторы данной записки не согласны.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении центральной части Баргузинского хребта принимают участие осадочные, метаморфические и изверженные породы, из которых наиболее распространены изверженные породы.

В районе представлены архейские, верхнепротерозойские и кембрийские образования, разделенные между собой стратиграфическим несогласием. Стратиграфический разрез для района имеет следующий вид (сверху вниз):

- 1) четвертичные отложения (Q);
- 2) современные аллювиальные отложения — aQ;
- 3) отложения конусов выноса — rQ₄;
- 4) озёрные и флювиогляциальные отложения — e—fgQ₃;
- 4) ледниковые отложения — gQ₂.

II. Кембрий (См).

1. Нижний и средний отделы. Иркиданская свита представлена в низах разреза карбонатными конгломератами, которые выше сменяются песчанниками, сланцами, с простыми и линзами доломитов.

2. Нижний отдел. Ленский ярус. Бирамынская свита сложена доломитами, доломитовыми известняками и частично известняками с фауной.

3. Нижний отдел. Адаанский ярус (?). Туркская свита состоит в низах из конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются гравелитами, песчанниками, сланцами, мергелями с простыми доломитами.

III. Верхний протерозой (Рt₂).

1. Баргузинская свита сложена преимущественно карбонатными породами с простыми различными сланцами и микрокварцитами (последние наиболее распространены имеют в низах свиты); в зоне высокого метаморфизма эти породы превращены в средне- и крупнокристаллические светлые мраморы с чешуйками графита и гнейсы.

2. Ниндониинская свита представлена в нижней части метаморфизованными средними по составу эффузивами с простыми туфосланцев и туфопесчаников, в верхней — различными парасланцами, микрокварцитами с простыми и линзами известняков; в зоне высокого метаморфизма породы превращены в различные гнейсы и кристаллические известняки с чешуйками графита.

IV. Архей (А).

Мивокская свита представлена различными гнейсами, амфиболитами.

АРХЕЙ

Архейские образования на площади листа представлены мивокской свитой, являющейся низами таганчанской толщи, выделенной ранее В. А. Аверьяновым и Л. И. Салоном (1940). Мивокская свита выделена В. И. Навиль (1956 г.) в соседнем к юго-западу районе, где образования архея пользуются широким распространением. Архейский возраст мивокской свиты устанавливается на основании сопоставления их с аналогичными глубоко метаморфизованными образованиями в других районах Прибайкалья, в частности на т-ове Святой Нос, Ольхоне, районе Малого Моря и на южном побережье Байкала.

Архейские породы повсеместно метаморфизованы в условиях амфиболитовой, или чарнокитовой фации (фация гиперстеновых роговиков), чем они резко отличаются от пород протерозоя, среди которых наряду с глубоко измененными постоянно встречаются образования низших ступеней метаморфизма.

Мивокская свита. Архейские образования на площади листа пользуются весьма ограниченным развитием и встречаются

только в районе среднего и верхнего течения р. Ниж. Слютинки в виде остатков кровли, слога по полюсе северо-восточного простирания, не распространяясь далее на северо-восток. В юго-западном направлении данная полоса уходит за пределы листа в бассейны рек Урбикана и Шеганды.

В состав мивокской свиты, по мнению В. И. Навиль, входят амфиболиты, биотитово-роговообманковые и роговообманковые гнейсы и протексно-амфиболовые кристаллические сланцы, иногда с биотитом.

Амфиболиты и другие образования этой группы по внешнему виду представляют собой однотипные, богатые темноватыми минералами, сланцеватые породы темного и черного цвета. Биотитово-роговообманковые и роговообманковые гнейсы в основном отличаются от амфиболитов повышенным содержанием в них кварца (от 15 до 25%). Текстура обеих разновидностей сланцеватая, иногда подосчатая, редко наблюдаются реликты брекчиевидной текстуры. Из структур преобладают неметагробластовая, гетеронематогробластовая, реже лепидонематогробластовая. Очень редко в амфиболитах встречается диаблостовая структура.

Основными породообразующими минералами этой группы пород являются роговая обманка и плагиоклаз. Кварц присутствует в гнейсах в виде породообразующего минерала, а амфиболиты содержатся не всегда и в виде второстепенной примеси. Из вторичных минералов содержатся: минералы эпидиовой группы (по плагиоклазу и роговой обманке), серцит, иногда хлорит и очень редко карбонатный минерал. Из акцессорных минералов обычно присутствуют титаномagnetит, сфен, рутил и анацит. Роговая обманка находится в переменных количественных соотношениях с плагиоклазом. В амфиболитах ее содержание колеблется от 40 до 90%, в гнейсах — от 15 до 40%. Содержание плагиоклаза в амфиболитах колеблется от 5 до 40% и в гнейсах — от 25 до 60%. Биотит в амфиболитах если и содержится, то в качестве незначительной примеси, в отдельных случаях достигает 2%. В гнейсах он присутствует почти всегда и содержание его колеблется в пределах 8—10%.

Протексно-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы залегают согласно с роговообманковыми гнейсами и амфиболитами; обладают в основном теми же текстурными и структурными особенностями, которые характерны для вышеупомянутых амфиболитов и гнейсов, отличаются от них заметным содержанием протексна (от 10 до 60%), присутствием спорадически встречающегося скаполита и наличием в отдельных случаях брекчиевидной-такситовой текстуры.

Вопрос о происхождении архейских образований решается двояко. Можно предполагать как осадочное, так и эффузивное их происхождение. Окончательное решение вопроса затруднено вследствие глубокого метаморфизма пород.

Няндонинская свита. Породы няндонинской свиты развиты по левобережью р. Томпуды, в бассейнах рек Топо, Бирамы, в верховье Намамы (Прав. Намама, образуя пологую северо-восточного простирания шириной от 10—12 км на юго-западе (р. Топо) до 2—5 км на северо-востоке (р. Бирамы, верховье р. Намамы). Резкое сокращение видимой мощности свиты в бассейне р. Бирамы обусловлено, по-видимому, сбросами. С юго-запада, в районе руч. Ниромакит, породы няндонинской свиты срезаны интрузией гранитоидов баргузинского комплекса. В северо-восточном направлении они протыгиваются за пределы листа в бассейне р. Няндон, где впервые были описаны и получили свое название няндонинской свиты (Домбровский, 1940). Следующая пологая порода няндонинской свиты прослеживается по юго-восточному склону Баргузинского хребта в верховьях рек Талинга, Долсы и далее на северо-восток в верховьях рек Сухитке и Ендыхы. На юго-востоке няндонинская свита контактирует с баргузинской свитой, согласно переходя в отложениях последней.

О стратиграфическом положении няндонинской и баргузинской свит были высказаны различные взгляды. Разная степень метаморфизма этих свит дала основание некоторым исследователям относить баргузинскую свиту, как наиболее сильно метаморфизованную, либо к архею (Домбровский, 1940), либо к нижнему протерозою (Фомин, 1947). Другие исследователи (Садон, 1948; Гургулев, Каницкий, Шоботов, Гика и Френкель, 1954; Шоботов, Гика, 1955; Колесников, Анисимова, 1957), доказываяют более высокое стратиграфическое положение баргузинской свиты по отношению к няндонинской и согласное их залегание между собой. Более высокий метаморфизм баргузинской свиты объясняется воздействием гранитоидов баргузинского комплекса, а также перматитовых жил, сопровождающих данные гранитоиды. Кроме того, был установлен постепенный переход слабо метаморфизованных пород няндонинской свиты в высокометаморфизованные породы баргузинской свиты. Разрезы няндонинской свиты были детально изучены по руч. Ниромакит, р. Топо и в верховье р. Намама. Наиболее полно разрез представлен по руч. Ниромакит, пересекающему породы няндонинской свиты вкост простирания с северо-запада на юго-восток (рис. 1).

Разрез начинается метаморфизованными эффузивами, туфосланцами и туфопесчанниками с прослоями карбонатных пород и серицит-хлоритовых сланцев. Эти породы характеризуются неведерностью как по простиранию, так и по мощности. Так, в нижнем течении р. Даверен (левый приток р. Томпуды, впадающий выше р. Топо) они отсутствуют. Далее на северо-восток появляются глыбы и маломощные прослои, мощность ко-

торых в бассейне р. Лев. Бирамы увеличивается до 400—500 м. Мощность эффузивов в приустьевой части руч. Ниромакит достигает 1 км. Эффузивы обычно афанитовые, плотные темно-серого с зеленоватым оттенком или почти черного цвета породы чаще сланцеватой, реже массивной, местами миндалекаменной текстуры. В эффузивах иногда присутствуют включения аналогичного же состава и единичные обломки чужеродных пород. В свежем изломе эти обломки, представляющие вулканические бомбы и лапилли, почти незаметны, на выветрелой поверхности они имеют более светлую окраску. Размеры обломков различные: от миллиметра до 10 см и более; они имеют угловатую, иногда округлую форму. Пространственно эффузивные породы тесно ассоциируют с диабазовыми порфиритами, диабазами и амфиболитами, а также с туфами и туфитами. Эффузивы состоят из платиоклаза (25—30%), как правило, сильно измененного, альбитизированного, часто полностью замещенного эпидиотовыми минералами и серицитом; роговой обманки (30—50%), частично замещенной хлоритом. Из вторичных минералов отмечаются карбонат, биотит, мусковит, из акцессорных — рудный минерал, реже сфен и рутил. Структура эффузивов преимущественно порфиробластовая, бластопорфировая, гранобластовая, лепидобластовая, нематобластовая. На контакте с интрузивными породами баргузинского комплекса эффузивы обычно превращены в роговики (руч. Ниромакит, верховье Лев. Бирамы).

Туфы и туфовые сланцы обычно ясноланцеватые темно-серого и зеленоватого цвета, иногда с включениями полевого шпата; все они

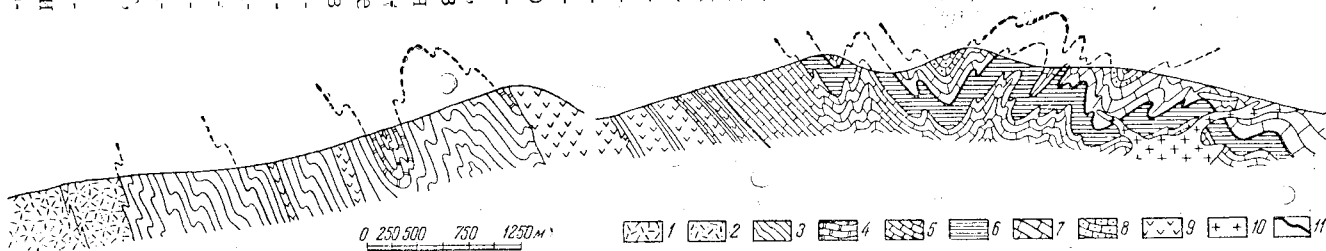


Рис. 1. Геологический разрез по ключу Ниромакит и водоразделу ключа Ниромакит и р. Лев. Топо

Няндонинская свита: 1—2 — эффузивы, туфосланцы и туфопесчанники; 3 — метаморфические сланцы; 4 — темные пелитоморфные известняки; баргузинская свита: 5 — мелкозернистые серые мраморы; 6 — кварцево-углистые сланцы (микрокварциты и кварциты с графитом); 7 — средние и крупнозернистые мраморы; 8 — мраморы с прослоями кварцитов, кристаллизирующийся горизонт в баргузинской свите; 9 — интрузии габбро-диоритов; 10 — гранитоиды баргузинского комплекса; 11 — граница няндонинской и баргузинской свит

дают переходы от эффузивов к парасланцам и пространственно тесно ассоциируют с ними. Основная масса туфов представлена микрозернистыми полевого шпата и кварца, а также хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом, серицитом, карбонатом и гидроксидом железа, а иногда новообразованными роговой обманки. В отличие от туфов в туфовых сланцах мало вкраплений, они более тонко расчленены, а цемент первоначально был представлен не только пеллом, но, по-видимому, и нормально осадочным материалом, впоследствии раскристаллизованным в чешуйки серицита, хлорита и тончайшие агрегаты эпидоклиноцоизитовых минералов. Структуры вышеперечисленных пород литокластические, blastsлитокластические, кристаллитокластические.

Среди эффузивных и туфогенных пород отмечаются мало-мощные прослои и линзы серых известняков и серицитово-углистых сланцев. Иногда наблюдается частое переслаивание туфов, туфосланцев, известняков и парасланцев друг с другом.

Выше по разрезу эффузивы, туфосланцы и туфонесчанники сменяются пачкой сланцев, представленных кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-биотит-серицитовыми, кварц-карбонатными, кварц-углистыми, участками превращенными в кварц-биотит-амфиболовые, кварц-амфибол-пироксеновые роговики. Мощность этой пачки 1500 м. Характерно переслаивание выделенных разновидностей в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 50—60 м. Кроме того, в нижних частях эти разновидности переслаиваются с туфогенными породами, а в верхних — преимущественно с известняками.

Наиболее частыми породообразующими минералами сланцев являются кварц, плагиоклаз, обычно замещенный вторичными минералами, карбонат, серицит, хлорит, непрозрачное (углистое) вещество и иногда эпидот-клиноцоизитовые минералы. В качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствует биотит, реже роговая обманка, рудные минералы, лимонит, сфен, лейкоксен и апатит. Данные породы, особенно углистые разновидности, представлены пиритом, пирротинном, реже халькопиритом. Структура сланцев гранобластовая, гранолепидобластовая, лепидобластовая.

Выше по разрезу сланцы сменяются пачкой темно-серых мелко- и среднезернистых пелитоморфных известняков мощностью 200—250 м, лежащих в синклинальной складке. В верховых руч. Ниромакит выходят кварц-биотит-углистые, кварц-биотит-гранатовые, кварц-биотит-серицитовые, кварц-биотит-хлоритовые сланцы с пластовыми телами эффузивов среднего состава и с единичными маломощными прослоями известняков.

Выше по разрезу в сланцах все чаще появляются прослои известняков, мощность которых постепенно увеличивается. Здесь наблюдается частое переслаивание среднезернистых темно-серых и серых известняков с гранат-биотитовыми, тремолит-

биотитовыми, эпидот-роговообманково-биотитовыми, амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами, амфиболитами и метаморфизованными эффузивами среднего состава. Вышеупомянутые породы серого, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета, почти черные, тонкосланцеватой, реже массивной текстуры. Амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы и сланцеватые амфиболиты более распространены в северной части листа на водоразделе рек Томпуды и Бирамы, пространственно тяготеющих к массивам основных пород (VР₂К), в районе руч. Ниромакит и р. Топо они распространены меньше, приурочиваясь к эффузивам.

Сланцы состоят из кварца, плагиоклаза, биотита, тремолита, обыкновенной роговой обманки, хлорита. В зависимости от присутствия и количественного содержания того или иного минерала сланцы имеют различные названия. Известняки состоят из карбоната и углистого вещества, амфиболиты из роговой обманки (40—50%) и плагиоклаза (30—40%). В меньшем количестве присутствуют биотит, кварц, хлорит, эпидот и карбонат. Структуры пород гранобластовые, неметагранобластовые; в отдельных участках сохранились реликты псаммитовой структуры, в амфиболитах — реликты изверженных и эффузивных пород.

В верхней части данной пачки появляются прослои черных кварцево-углистых сланцев (микрокварцитов), которые при приближении к гранитам баргузинского комплекса становятся светлее за счет концентрации расплывленного углистого вещества в чешуйки. На водоразделе руч. Ниромакит и р. Лев. Топо известняки постепенно переходят в светлые мраморы с прослоями серых среднезернистых кварцитов, биотит-роговообманковых и актинолит-гранатовых сланцев. Эта пачка мощностью 800—900 м является переходной от существенно сланцевой — нандинской свиты и выходящей карбонатной к баргузинской. В участках, близко расположенных к гранитным интрузиям (в приконтактной полосе и в ксенолитах), породы нандинской свиты представлены биотитовыми, биотит-роговообманковыми, двуслюдяными, гранат-биотит-роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Наиболее широко они распространены на юго-восточном склоне Баргузинского хребта, протегаясь полосой северо-восточного простирания от верхнего рек Талинга и Долсы на юго-западе до верховий рек Сухитке и Ендыхы на северо-востоке. Внешне это серые, темно-серые, иногда почти черного цвета породы с хорошо заметными чешуйками слюды, субпараллельными мелкими игольчатыми кристаллами амфибола. Эти породы состоят из плагиоклаза, роговой обманки, кварца и биотита. В некоторых разновидностях породобразующими минералами являются мусковит, гранат и углистое вещество (графит). Из второстепенных и акцессорных минералов присутствуют карбонат, сфен, шпринг и тит-

таноманетит. Структуры данных пород лепидобластические, гранодиобластические, реже нематобластические. Часто в непосредственном контакте с гранитоидами наблюдается образование интэкционных гнейсов.

Карбонатные породы, присутствующие в виде прослоев и линз, превращены в средне- и крупнозернистые кристаллические известняки с чешуйками графита.

Мощность нандонинской свиты колеблется в пределах 1500—3000 м.

Породы этой свиты, как указывалось выше, постепенно переходят по стратиграфической вертикали в баргузинскую свиту. Граница между свитами нерезкая. Они разделяются переходной пачкой, включающей характерные породы нандонинской и баргузинской свит.

Баргузинская свита. Породы баргузинской свиты залегают на породах нандонинской свиты, имеют широкое распространение, слагают центральную часть района. Породы образуют полосу северо-восточного простирания шириной 10—15 км, а также встречаются в виде многочисленных ксенолитов и остатков кровли среди гранитоидов баргузинского комплекса. Для пород баргузинской свиты в общем характерен более высокий метаморфизм, связанный с внедрением гранитоидов баргузинского комплекса и сопровождающими их перматитовыми жилами.

В низах свиты представлена частым переставлением известняков с кварц-серпичит-хлоритовыми, карбонатными сланцами и микрокварцитами, где преобладающее значение имеют известняки. Породы распространены на водоразделе рек Согэйнной и Топо, в верховье р. Бирамы и Прав. Намамы.

Известняки представлены среднезернистыми разновидностями с углистым веществом. Это плотные серого и темно-серого цвета породы с запахом сероводорода. Они на 99—95% состоят из зерен кальцита размером от 0,3 до 0,7 мм. Из второстепенных минералов присутствуют кварц, углистое вещество, апатит, пирит. Углистое вещество равномерно рассеяно в виде тончайшей пыли, иногда образующей слупки в виде полос или отдельных пятен. По мере увеличения степени метаморфизма появляются округлые чешуйки графита и зерна апатита.

Сланцы и микрокварциты залегают среди известняков маломощными прослоями. По внешнему виду и минеральному составу они аналогичны сланцам, описанным в нандонинской свите.

Выше залегают средне- и крупнозернистые известняки с графитом, которые переставляются с биотитовыми, пироксеново-биотитовыми гнейсами и парagneйсами с графитом, биотитовыми, биотит-пироксеновыми и биотит-роговообманковыми интэкционными гнейсами, а также сланцеватыми графитизированными кварцитами.

В основном же для баргузинской свиты характерны средне- и крупнозернистые кристаллические известняки серого и светлого серого цвета. Среди них встречаются полосчатые разновидности, в которых скопления чешуек графита вытянуты в одном направлении. При значительном содержании графита порода приобретает темно-серую или серую окраску. Для большинства известняков характерен запах сероводорода. Породы сложены кальцитом, иногда присутствуют кварц, графит, реже тремолит. Из акцессорных минералов встречается апатит, сфен, пирит и циркон. Размер зерен кальцита колеблется от 0,2 до 1 см в поперечнике. Из всех вышеперечисленных минералов только кварц и графит отмечаются в сколько-нибудь заметных количествах, остальные же встречаются спорадически. Кварц и графит обычно распределены равномерно по всей породе. Сравнительно редко встречаются турмалин, хондролит, флюопит и фуксит.

Среди светлых кристаллических известняков наблюдаются прослойки, образовавшиеся за счет первоначально загрязненных глинистым материалом карбонатных пород. Они обычно более плотные, иногда полосчатой текстуры, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета. В них, помимо перечисленных минералов, присутствуют пироксен, плагиоклаз, сканолит, эпидот, реже биотит и мусковит. Структуры гранобластовые, реже гетерогранобластовые; в катаклазированных и миконитовых разновидностях бластомигонитовые, микрогранобластовые, катакластические. Текстура масляная, в миконитах сланцеватая.

Несмотря на то что данные известняки интенсивно прорваны различными изверженными породами и главным образом гранитоидами баргузинского комплекса, в которых они залегают в виде остатков кровли и ксенолитов, метаморфизм их проявляется лишь в перекристаллизации и превращении органического вещества в чешуйки графита. Наряду с этим в отдельных участках контактовые изменения известняков выражаются в образовании маломощных зон скарнов.

Появление скарнов, возможно, связано воздействием послекембрийских гранитов, которые встречаются среди гранитоидов баргузинского комплекса. Скарны отмечаются в верховьях рек Согэйнной, Прав. Топо, в среднем течении р. Бол. Карлусы. Обычно скарны образуются около изверженных пород в виде узкой полосы мощностью от 3 до 30—40 см. По составу выделяются следующие разновидности скарнов: пироксен-гранатовые, пироксеновые, пироксен-роговообманковые, тремолит-пироксеновые.

Биотитовые, пироксен-биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы находятся в тесном переставлении с известняками (прослойки мощностью от метров до десятков метров). Они имеют обычно серый и темно-серый цвет, с поверхности часто ржавобурый за счет гидроокислов железа, образующихся в результате

КЕМБРИИ

тате окисления сульфидов. На поверхности хорошо заметны чешуйки биотита и графита. Гнейсы состоят из кварца (50—60%), биотита (от 10 до 20%), плагиоклаза (15—20%), пироксена, графита и роговой обманки. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит и флюорит.

Среди гнейсов наблюдаются простые, обычно приуроченные к контактам с известняками и обогащенные чешуйками графита. Реже встречаются кварциты, которые образуют пропластки среди гнейсов мощностью от нескольких сантиметров до 5, реже 10 м. Они светло-серого, реже серого цвета, массивного или гнейсовидного сложения, обусловленного линейным расположением редких чешуек графита. Кварциты состоят из кварца (90—95%), плагиоклаза (около 1%) и чешуек графита.

Структура пород лепидогранобластовая и гранобластовая, текстура сланцеватая, определяющаяся по ориентированному расположению чешуек биотита и графита. Более груболигнитчатые разновидности гнейсов образовались за счет метаморфизма полимитовых песчаников, а тонколигнитчатые — за счет метаморфизма различных сланцев.

На контакте с гранитоидами наблюдаются инъекционные гнейсы, образовавшиеся за счет тонкой постоянной инъекции магмы гранитного состава. Значительно реже на контактах с гранитоидами присутствуют роговики серовато-зеленого цвета, плотные, часто имеющие раковистый излом, груболигнитчатые. Кроме массивных, здесь встречаются и пологчатые разновидности роговиков. Они состоят из плагиоклаза, биотита, роговой обманки, пироксена, реже граната, скаполита и клиноцоизита. Поголчатые разновидности имеют тот же минеральный состав, только один пологсы состоит из пироксена, кварца, роговой обманки, идиноклаза, другие — из пироксена, граната, кварца и очень редких чешуек биотита. Видимая мощность баргузинской свиты 2000 м.

В верхах разреза района лежат со стратиграфическим несогласием фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия.

Породы баргузинской и ниндонинской свит авторы относят к верхнему протерозою на основании того, что они, во-первых, перекрываются со стратиграфическим несогласием фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия, во-вторых, базальных конгломератов которых встречаются все разновидности подстилающих пород, преимущественно ниндонинской свиты. Во-вторых, разрез ниндонинской и баргузинской свит обнаруживает полное сходство с разрезом верхнего протерозоя Икатского хребта (Павловский, Хренов и Белченко, 1954) и значительное сходство с разрезом трехчленного Байкальского комплекса.

Породы кембрия развиты в правобережной части р. Томпуды, в бассейне р. Бирамы и верховье р. Намамы и залегают в грабене северо-восточного простирания. Породы сматы в складки северо-восточного простирания и прованы интрузивными основными и кислыми породами.

Нижний отдел

Алданский ярус (?)

Туркская свита (См.). Отложения туркской свиты расположены по правобережью р. Прав. Бирамы, образуя полог северо-восточного простирания шириной от 800 м на юго-западе и до 3 км на северо-востоке. На северо-западе свита в основном контактирует с основными породами (Vp₁k) и лишь на небольшом участке, против слияния Прав. и Лев. Бирамы, на породами ниндонинской свиты. На всем протяжении контакт свиты с более древними породами тектонический.

Разрезы туркской свиты хорошо прослеживаются против слияния Прав. и Лев. Бирамы, в правом притоке р. Прав. Бирамы, впадающем в 3 км выше слияния рек, и в верхнем течении р. Прав. Бирамы.

В низах свиты залегают конгломераты. Горизонт конгломератов, по-видимому, не выдержан как по простиранию, так и вкрест простирания. Его видимая мощность колеблется от 100 м до нуля, что обусловлено как фациальными изменениями, так и отчасти тектоническим срезанием. По внешнему виду это темно-серые с зеленоватым оттенком, буровато-серые, темно-фиолетовые и фиолетовые породы. Размер галек непостоянный и колеблется от 25 см (валуны) до 1 см и меньше (гравелиты); средний размер их 5—8 см; степень окатанности хорошая, сортировка плохая.

Галька конгломератов на 30—40% представлена зернистым молочно-белым и фиолетовым кварцем, в меньших количествах присутствует галька сильно измененных пород, по облику сходных с породами ниндонинской свиты (хлоритовые, серпичитово-хлоритово-кварцевые, серпичитово-хлоритовые и другие паратитовосланцы).

Из пород магматического докембрийского цикла отмечены сильно измененные диориты, габбро, порфириты, кварцевые порфиры, фельзиты, хлоритизированные и эпидотизированные жильные породы основного ряда, туфы диоритовых порфиритов. Из кислых пород встречаются лейкократовый гранит-апатит, мелкозернистый гранит, иногда серпичитизированный и карбонатизированный, катаклазированные граниты и гранито-гнейсы. Цемент конгломератов представлен разнозернистым песчаным

(преимущественно кварцевым) и песчано-глинистым мате-риалом.

Выше по разрезу, а иногда и по простиранию конгломераты сменяются гравелитами и песчаниками. Макроскопически это темно- и светло-серые, бурые, лиловые, оранжевые, розовые слоистые породы, часто имеющие, особенно песчаники, ко-сую слоистость.

В гравелитах преобладает кварц; в песчаниках обломочная часть представлена полускатанными и окатанными зернами микролина и плагиоклаза (30—50%), кварца (20—30%), в меньших количествах отмечаются листочки биотита, зерна роговой обманки и пироксена, циркона, эпидота, клиноцоизита, апатита, турмалина, магнетита.

Цемент карбонатный, глинистый и железистый, превращен-ный в мелкочешуйчатую массу биотита, серицита, хлорита и гидроокислов железа. Характерными типами цемента являются: базальный, контактовый, контактово-поровый и заполнения пор. Среди песчаников присутствуют маломощные (редко до 1 м) прослои конгломератов, галька которых представлена исключи-тельно кварцем.

Выше по разрезу наблюдается переслаивание песчаников со сланцами и мергелями при заметном увеличении карбонат-ных пород. Окраска сланцев аналогична окраске песчаников, но здесь более ярко выражена слоистая текстура, обусловлен-ная чередованием различно окрашенных слоев. Сланцы сло-жены карбонатом, пелитовыми частицами и мелкими обломоч-ками низкотемпературного кварца и полевого шпата. Струк-тура их бластоагглевировая, а также катакластическая, релик-тово-криптокристаллическая.

Карбонатные породы представлены доломитами серого, тем-но-серого, реже желтовато-серого цвета с обломками кварца и полевого шпата. В тех местах, где заметна слоистость доломи-тов, она преимущественно обуславливается большим или мень-шим содержанием или отсутствием глинистой примеси. При большом содержании примеси доломиты переходят в мергели. Доломиты образуют маломощные прослои от 0,2 до 1,5—2 м среди песчаников и сланцев, причем количество и мощность прослоев возрастает вверх по разрезу в переходной полосе к стратиграфически вышележащим карбонатным породам би-рамьинской свиты.

Видимая мощность свиты 400—450 м. Туркская свита отнесена к низам нижнего кембрия на том основании, что она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями (См.). Эта свита, кроме того, сопоставляется с мотской свитой Западного Прибайкалья, относимой к алданскому ярусу нижнего кембрия, бундинской свитой Икатского хребта (Павловский и др., 1954), с кембрий-скими отложениями бассейна Кыдым в Витимском плоско-

горье (Шахварстова, 1948), с нижней и средней падроканскими и сидельтинской свитами Средне-Витимской горной страны (бассейн рек Янгуда, Правый и Средний Мамакан) (Салон, 1954).

Денский ярус

Бирамьинская свита (См.). Эта свита согласно за-легалает на породах туркской свиты и протигивается в виде двух полос северо-восточного простирания, выходящих в крыль-ях синклинальной складки, в ядре которой залегают иркандан-ская свита. Одна полоса шириной 2 км захватывает приусе-вную часть р. Бирамы и верховье р. Намамы. Другая полоса, начинаясь с правобережной части р. Томпуды против устья р. Топо, прослеживается до верховий р. Лев. Бирамы, имея на всем протяжении с породами нандинской свиты тектониче-ский контакт.

Бирамьинская свита представлена двумя горизонтами кар-бонатных пород. В низах свиты залегают горизонт темных, се-рых тонко- и среднезернистых, нередко плотных, почти афани-товых разностей либо масивной, либо неслоистой тек-стуры, представленных доломитами (CaO 31,07%; MgO 21,30%), известковистыми доломитами (CaO 33,46%; MgO 18,32%), реже доломитизированными известняками (CaO 55,61%; MgO 6,64%).

Среди карбонатных пород присутствуют довольно выдержан-ные по простиранию прослои песчаных доломитов и известкови-стых песчаников мощностью от нескольких сантиметров до 1,5—2 м. Обломочная часть (10—20% состава) в прослоях представлена зернами кварца, полевого шпата; изредка присут-ствуют пирит и рудный минерал. Структура псаммитовая, пере-ходная к гранобластовой, текстура масивная; цемент карбо-натный.

В карбонатных породах, кроме зерен кальцита и доломита, составляющих около 95%, присутствуют зерна кварца, рудного минерала, рутила и тонкораспыленное углистое вещество, при-дающее породе темную окраску. Структура этих пород грано-бластовая. В верхних частях данного горизонта присутствуют водоросли *Osaia compta* Kotoi. Мощность горизонта 500—600 м.

Выше по разрезу темные разности карбонатных пород пере-ходят в серые, светло-серые, иногда белые мраморизованные или сахаровидные известняки. В верхних частях разреза появ-ляются полосчатые и пятнистые разности. От предыдущего го-ризонта они отличаются более светлой окраской, большей кри-сталличностью, обычно мелко-, и реже средне- и крупнозерни-стые, состоящие из зерен карбоната (доломита). В виде при-меси отмечается небольшое количество непрозрачного вещества. По химическому составу эти породы также представлены доло-

митами и доломитизированными известняками. Сравнительно редко встречаются чистые известняки. Часто карбонатные породы обеих горизонтов в свежем изломе издают запах сероводорода.

В кристаллических доломитах этого горизонта ближе к верхним частям разреза обнаружена фауна археоциат, трилобитов и брахиопод (Шобогоров, 1956)¹. Фауна представлена следующими видами: трилобиты *Kootenella acuta* Schenp., *Edelsteinaspis gracilis* Letm., *Kootenikites dubitabilis* Ogienko sp. nov., брахиоподы *Misusia* sp., *Kutorgina* sp., археоциаты *Ethmorhynchium* sp., характеризующие отложения как верхи нижнего кембрия. По схеме сопоставления кембрийских разрезов юга Сибирской платформы, составленной Н. В. Покровской (1952 г.), данные отложения должны быть отнесены к ленокскому ярусу, еланскому горизонту (зона *Kootenella*), т. е. к верхам нижнего кембрия.

Из повторно собранной авторами фауны² определены археоциаты *Ethmorhynchium koragani* Volodgin, трилобиты *Kootenella shtkovskii* (Schenp.), *Edelsteinaspis* cf. *ornata* Letm., *Erbia* sp. и пелеципода *Vagenovia*. По заключению А. Г. Володина и Н. П. Суворовой, комплекс форм соответствует еланскому горизонту на р. Лене и торашинскому у г. Красноярска, т. е. отложения относятся к самым верхам нижнего кембрия и переходным слоям к среднему кембрию.

Мощность свиты 900—1000 м.

Нижний и средний отделы кембрия

Ирланданская свита (Ст₁₋₂). Эта свита залегает на бирамынской свите. Она образует полого северо-восточного простирания шириной 1,5—2 км, которая начинается в правобережной части р. Толмуды против устья р. Топо и переходит дальше в левобережную часть бассейна р. Бирамы, а также залегает на водоразделе рек Прав. и Лев. Бирамы. На водоразделе с р. Намамой она прорывается интрузией гранитондов, с юго-востока ограничивается сбросом.

В состав ирланданской свиты входят карбонатные конгломераты, карбонатные песчаники, шесчанистые мергели, прослои и линзы доломитов. В низах свиты залегают карбонатные конгломераты, обломочный материал которых представлен исключительно карбонатными породами и в редких случаях встречаются отдельные гальки кварца. В самых низах это обычно крупно-

галецные разновидности с размером гальки 10—20 см, среди которых довольно часто присутствуют валуны до 50 см и более. Окатанность гальки и валунов разнообразная: от угловатых, полуокатанных до хорошо окатанных. Сортировка материала слабая. Выше по разрезу размер гальки уменьшается, не превышая 10, обычно 5—8 см, и в самых верхах разреза конгломераты переходят в мелкогалечные.

Конгломераты образовались за счет размыта карбонатных пород бирамынской свиты, все разновидности которой присутствуют в гальке. Отложения других свит, развитых в данном районе, а также магматические породы в гальке отсутствуют. Обломочная часть конгломератов резко преобладает над цементом, составляя 70—80%. Цемент тонкозернистый, песчанокристаллический, состоящий из кварца, карбоната, реже хлорита, а также обломков карбонатных пород.

Среди конгломератов (особенно в северо-восточной части погребей) наблюдаются прослои и линзы крупнозернистых песчаников, часто с косою слоистостью. Обломочный материал песчаников представлен кварцем, цементом карбонатный (доломит).

Местами количественное соотношение конгломератов и песчаников становится одинаковым и появляются линзы темных плотных известковых доломитов, образующих тесное переслаивание при мощности прослоев от 0,5 до 2 м. Известковые доломиты состоят на 90—95% из зерен карбоната, в небольшом количестве присутствуют мельчайшие неокатанные обломки кварца, полевого шпата, тонкораспыленное непрозрачное вещество, серицит, эпидот, клинокоизит. Структура доломитов гранобластовая, микрогранобластовая, текстура массивная.

Местами в конгломератах контуры обломочного материала приобретают распылячатые очертания, сливаясь с цементом, хорошо выделяясь лишь на выветренной поверхности. Выше мелкогалечные конгломераты сменяются крупно- и среднезернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечных карбонатных конгломератов мощностью от 0,5 до 2 м. Еще выше прослой конгломератов исчезают, песчаники становятся более мелкозернистыми, переслаиваются с тонкослоистыми песчанистыми мергелями пестрой окраски. В отдельных участках на плоскостях тонкоплитчатой отдельности песчанистых мергелей сохранялись волнопробойные знаки.

Обломочная часть в песчаниках, составляющая 30—60% общей массы породы, представлена кварцем и полевым шпатом. Размер обломков в среднем 0,15—0,30 мм; обычно обломки угловатой и полуокатанной формы. Полевой шпат часто серицитизирован и разрушен.

Обломки карбонатной породы содержат примесь глинистого вещества и битума. В большом количестве присутствуют пидроокислы железа, эпидот, клинокоизит, отдельные листочки бесцветной слюдки. Структура песчаников гранобластовая. Це-

¹ Фауна трилобитов, брахиопод определялась в 1955 г. Л. В. Орленко при консультации Н. Е. Чернышевой, археоциат—доцентом Иркутского государственного университета В. В. Латыным.

² Археоциаты определялись А. Г. Володиным, трилобиты и пелеципода Н. П. Суворовой.

мент представляют криптокристаллическим карбонатом (доломит и калыцит). На контакте с гранитоидами эти породы частично скарированы (водораздельная часть верховий рек Дев. и Прав. Бирамы).

Мощность свиты 350 м.

Иранданская свита отнесена к нижнему — среднему кембрию на том основании, что она залегает на фаунистически охарактеризованном нижнем кембрие.

Разрез кембрия в целом хорошо сопоставляется с разрезом кембрия (Салоп, 1954) Средне-Витимской горной страны (бассейны рек Ингуда, Прав. и Средн. Мамакан).

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди четвертичных отложений выделяются: 1) современные аллювиальные отложения (alQ_4); 2) отложения конусов выноса (rlQ_4); 3) озерные и флювиогляциальные отложения ($l-fglQ_3$); 4) ледниковые отложения (glQ_3).

Современные аллювиальные отложения. К ним относятся аллювий речных террас, образовавшихся после оледенения, и современный аллювий пойменных и русловых частей рек и их притоков. В горной части современный аллювий представлен валуново-галечным и песчано-глинистым материалом. В верхних, иногда средних частях большинства рек и их притоков, где преобладает донная эрозия, аллювиальные отложения почти отсутствуют. Галька и валуны представлены преимущественно изверженными породами (гранитоидами). Пойменная часть долины р. Баргузин и приустьевые части долин рек, стекающих с юго-восточного склона Баргузинского хребта, сложены кварц-песчано-галечными песками. Мощность отложений в горной части района колеблется в пределах нескольких метров, а в долине р. Баргузин — десятков и сотен метров.

Аллювиальные отложения террас горной части представлены в основном валуново-галечным, иногда песчано-галечным и песчано-глинистым материалом; сортировка обычно слабая. Мощность отложений достигает обычно 30—40 м.

Отложения конусов выноса широко представлены как в горной части, так и в месте стыка высокогорного района с Баргузинской впадиной.

В горной части они развиты в приустевых частях всех притоков как постоянных, так и временных, достигая иногда в ширину сотен метров при мощности в десятки метров. Сложены они валуново-галечным, слабо сортированным материалом с незначительной примесью песчано-глинистого материала.

Отложения конусов выноса в претерной части развиты настолько широко, что сливаясь в один шлейф, образуют наклонную предгорную равнину. Отложения представлены неотсорти-

рованными материалом, крупностью от глинистых частиц до валунов размером в среднем 30—50 см. Окаменность обломков валунов размером в среднем 30—50 см. Окаменность обломков: хорошая и средняя. Мощность отложений не везде одинакова: наибольшая наблюдается у места стыка высокогорного района (до 60 м) с Баргузинской впадиной. По направлению к р. Баргузин мощность этих отложений уменьшается и исчезает. В этом же направлении происходит замена крупнообломочного материала мелкообломочным.

Озерные и флювиогляциальные отложения развиты в Баргузинской впадине. Они приурочены к отложениям конусов выноса в правобережной части р. Баргузин, а в левобережной части образуют так называемые «куйгуны» (высокие террасы). Эти отложения представлены желтым мелкозернистым песком с прослоями тонельно-серых суглинков мощностью до 2 м.

По данным С. М. Замараева и И. И. Максимова (1954), в этих отложениях присутствуют остатки холоднообивой фауны: моллюсков и позвоночных животных, характерных для отложений плейстоцена.

Видимая мощность отложений до 30 м. По данным вышеупомянутых исследователей, общая мощность четвертичных отложений Баргузинской впадины достигает 500 м.

Ледниковые отложения имеют сравнительно широкое распространение. Они представлены боковыми и конечными моренами и реже эратическими валунами. Типичные моренные отложения, сложенные неотсортированными осадками, где наряду с глыбово-валунным материалом присутствует щебенка, глина и суглинок, встречаются во многих участках (долина р. Томпуда, бассейна р. Бирамы, реки Согенная, Топо, Шеганда, Кабанья), а в верховьях р. Сиригли, в приустевой части р. Далады и по р. Агле у выхода последней из гор наблюдаются типичные моренные ландшафты.

Мощность моренных отложений весьма непостоянна и колеблется от 30—40 м (р. Агле, приустевая часть р. Бирамы) до 1,5—2 м (верховья многих рек и ручьев). Отдельные эратические валуны на выходящих склонах водоразделов отмечаются до абсолютной высоты 1800—1900 м.

Кроме вышеописанных типов четвертичных отложений, в высокогорной части района имеются нерасчлененные современные образования. К ним относятся элювий (древеся, щебен) на вершинах гор и гребнях водоразделов, делювий (глыбовые осыпи, щебен, суглинок) и пролювий (почти неокатанные обломки с песком и глиной в руслах временных потоков). Петрографический состав обломков включает все развитые на данной местности породы, из которых в основном распространены изверженные породы, которые при разрушении дают главным образом глыбы и крупные обломки, в то время как гнейсы и известняки дают щебен и суглинок.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования в строении района имеют большое значение, составя около 60% исследованной площади.

По времени внедрения интрузивные образования относятся к верхнепротерозойскому и нижнепалеозойскому тектоно-магматическим циклам. В каждом таком цикле выделяются интрузивные комплексы. В нижнепалеозойском — бирамынский интрузивный комплекс габбро, габбро-диабазов и витимканский интрузивный комплекс гранитов, снгитов и эгирин-авгитовых снгитов. В верхнепротерозойском — икатский интрузивный комплекс габбро-норитов, габбро и габбро-диоритов и баргузинский интрузивный комплекс гранитоидов.

Породы верхнепротерозойского комплекса прорывают отложения баргузинской и нандинской свит, сами же присутствуют в гальке конгломератов нижнего кембрия. Нижнепалеозойские изверженные породы прорывают отложения кембрия. Эти комплексы изверженных пород сопровождаются жилами и дайками кислого и среднего, реже основного состава.

Характер контактовых изменений вмещающих пород с интрузивными образованиями в значительной мере зависит от их литологических особенностей. Эндоконтактовая зона в целом характеризуется наличием ксенолитов вмещающих пород, количество которых увеличивается к краям интрузива и постепенно уменьшается по направлению к внутренним частям плутона.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Икатский интрузивный комплекс

Породы икатского комплекса наиболее ранние среди изверженных образований верхнепротерозойского времени. В распределении выходов основных пород наблюдается некоторая закономерность, заключающаяся в приуроченности их массивов к определенным зонам, имеющим линейное расположение. На площади листа грубо намечается три таких зоны.

Первая зона выходов габбро-диоритов прослеживается от правобережной части р. Томпулы (против устья р. Согээнной) до верховьев р. Ильбикайчи. Тела основных пород здесь имеют вытянутую в северо-восточном направлении форму размером от 1 до 18—20 км в длину при ширине в среднем 3 км. С гранитоидами баргузинского комплекса и кембрийскими образованиями они имеют тектонический контакт, с породами нандинской свиты — эруптивный.

Вторая зона выходов намечается не так отчетливо. Она начинается на водоразделе рек Согээнная и Лев. Топо и протипи-

вается до верховьев р. Намамы. Выходы этих пород представляются как массивами (верховья руч. Ниромакит и Даверен и др.), так и пластовыми телами, широко развитыми среди сланцев нандинской свиты по руч. Ниромакит и в районе верховий р. Намамы, где они тесно ассоциируют с эффузивными образованиями. Массивы, как правило, имеют вытянутую в северо-восточном направлении форму, часто с глубоко заходящими во вмещающие породы апофизмами. Площади массивов колеблются от 1 до 16—18 км².

Третья зона выходов приурочена к юго-восточному склону Баргузинского хребта. Она прослеживается по левобережной части р. Кабаньей, в верховьях рек Сухитке, Бол. Карпусы и по левобережной части р. Улюгна. Массивы имеют неправильную форму и вытянуты в северо-восточном направлении. Размеры их колеблются от нескольких сотен квадратных метров до 20 км².

Линейное расположение выходов, их вытянутая в северо-восточном направлении форма свидетельствуют о том, что основные породы при своем внедрении использовали ослабленные тектонические зоны северо-восточного простирания.

Основные породы обычно имеют черный и темно-серый цвет, иногда с синеватым оттенком. Они подразделяются на габбро, габбро-нориты, габбро-диориты. Все разновидности этих пород связаны между собой взаимопереходами. Основные породы состоят в основном из плагиоклаза, амфибола, пироксена, изредка встречаются биотит, кварц, из вторичных минералов отмечают ся хлорит, серпент и карбонат, из акцессорных — оливин, сфен, магнетит и весьма редко шпинель.

Габбро обычно содержит плагиоклаз, соответствующий лабродору, пироксен и редкие чешуйки биотита, в габбро-диоритах присутствует андезин, а пироксен и биотит встречаются в равных количествах.

Кроме того, в основных разновидностях количество темно-цветных минералов больше, чем плагиоклаза, а в средних — или равное, или темноцветных минералов меньше. Пироксен представлен диопсидом и гиперстеном, последний встречается только в габбро-норитах. Для всех пород характерно видное сульфидное оруденение, представленное мелкой рассеянной вкрапленностью. Структуры пород чаще бластические, с более или менее сохранившимися реликтами гипидиоморфной или габбро-обитовой, габбровой или призматическзернистой. Текстуры их обычно массивные, реже неотчетливо сланцеватые. В зонах тектонических нарушений (особенно в правобережной части р. Прав. Бирамы) наблюдается типично мигматовая структура и, как правило, сланцеватая текстура.

Основные породы характеризуются широким развитием постмагматических и метаморфических процессов, развившихся в серпентизации и альбитизации плагиоклазов, хлоритизации

роговой обманки и биотита и карбонатизации. Наиболее широко проявлен процесс амфиболитизации, в результате которого магматический пироксен полностью или частично замещен обыкновенной роговой обманкой, а в наиболее интенсивно перекристаллизованных частях роговой обманка частично замещается и плагиоклаз. Наиболее интенсивно этот процесс проявляется в пластовых телах, залегающих среди пород нандинской свиты, на контактах с которыми габброидные породы превращены в амфиболиты (бассейн р. Топо и верховья р. Лев. Вырмы) и тектонических зонах (правобережье р. Прав. Вырмы).

В экзоконтактах основных интрузивов со сланцами в последних образуются роговики, мощность которых обычно небольшая (в пределах 40 см); известняки иногда скарируются.

Верхнепротерозойский возраст этих пород отчетливо устанавливается прорыванием верхнепротерозойских образований нандинской и баргузинской свит и присутствием их в гальке нижнекембрийских конгломератов тульской свиты (правобережье р. Прав. Вырмы). По отношению к гранитоидам баргузинского комплекса они более ранние, так как рвутся ими.

Жильными производными основных пород являются пироксениты, которые залегают в виде даек и небольших жил в отложениях баргузинской свиты.

С комплексом основных пород связано никель-кобальтовое оруденение (р. Нюндю и Бол. Карлусы, верховья р. Прав. Намы).

Баргузинский комплекс гранитоидов

Верхнепротерозойские гранитоиды слатают громадный батолит, который распространяется от берега оз. Байкал на северо-западе до Баргузинской впадины на юго-востоке. На северо-восток и юго-запад они уходят далеко за пределы района, слатая в основном Баргузинский хребет. Контакты батолита с вмещающими породами секущие и нередко подчинены крупным протерозойским структурам.

По времени внедрения баргузинский комплекс гранитоидов распадается на три фазы. Гранитоиды первой фазы слатают водораздел и юго-восточный склон Баргузинского хребта, а гранитоиды второй фазы — северо-западный склон Баргузинского хребта. К третьей фазе относятся дайки гранит-порфиров, порфиритов и плагиоклазитов.

Макроскопически гранитоиды обеих фаз аналогичны, но кроме внешнего сходства имеются и различия, способствующие их разделению.

Отличительные особенности гранитоидов первой и второй фаз баргузинского комплекса:

Гранитоиды первой фазы	Гранитоиды второй фазы
Микроклиновые Сопровождаются перматитами Орит и циркон редки Шпировые выделения основного состава отсутствуют	Плагиоклазовые Не сопровождаются перматитами Орит и циркон встречаются всегда Шпировые выделения характерны
Обычно пологое погружение контактов plutонов с вмещающими породами. Широкие ореолы контактовых изменений.	Контакты с вмещающими породами крутые. Узкие ореолы контактовых изменений пород.
Пластовые тела принимают участие в складчатости	Пластовые тела не принимают участие в складчатости

Несомненных контактов между гранитоидами первой и второй фаз не наблюдается, так как на большом протяжении они разобщены отложениями нандинской и баргузинской свит, а на водоразделе рек Кабаньей и Шеганды соприкасаются по тектонической линии.

Гранитоиды первой фазы пространственно приурочены к юго-восточному склону Баргузинского хребта и слатают крупные массивы в бассейнах рек Алта, Сухитке, Улюгна и Донгодея. На северо-западном склоне хребта они развиты на водораздельном пространстве рек Кабанья и Шеганда.

С породами баргузинской и нандинской свит, которые они прорывают, гранитоиды имеют довольно пологие извилистые контакты, а местами образуют многочисленные апофизы, жильные и пластовые тела и мелкие инъекции. Породы баргузинской и частично нандинской свит встречаются в этих гранитоидах в виде остатков кровли и ксенолитов. Часто в приконтактной зоне в гранитоидах наблюдается гнейсовидная текстура, которая в удалении от контакта переходит в массивную.

Гранитоиды первой фазы дифференцированы. В их составе выделяются граниты, граносениты и гранодиориты. Между этими разновидностями наблюдаются постепенные и частые переходы, поэтому выделить их на карте не представлялось возможным.

По структуре, величине зерна и минеральному составу среди гранитоидов первой фазы выделяются несколько разновидностей: а) крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты и граносениты; б) мелко- и среднезернистые роговообманково-биотитовые, участками порфировидные граниты и гранодиориты; в) перматиты и аплиты.

Крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты и граносениты встречаются на водоразделе рек

Бол. Карпусы и Иннарикта, в районе среднего течения р. Долсы и на водоразделе рек Кабанья и Шегнанда.

Граниты имеют розовато-серый цвет; на фоне серой массы выделяются вкрапленники розового полевого шпата размером от 0,5 до 1—2 см. Граниты обычно состоят из микроклина (30—60%), кварца (25—30%); в незначительном количестве присутствуют плагиоклаз (от № 16 до № 30), биотит, роговая обманка. Средн. акцессорных минералов наблюдаются апатит, сфен, титаномагнетит и очень редко ортит.

В граносеннитах уменьшается количество кварца и увеличивается содержание микроклина. Структуры гранитов и граносенситов обычно порфировидные с гипидноморфной или алтотриноморфной основной массой. В зонах разломов в гранитах наблюдается катакlastическая или цементная структура. Текстура массивная, а в катакlastизированных зонах — частично в приконтактовых частях и жилых телах — гнейсовидная.

Мелко- и среднезернистые роговообманково-биотитовые, участками порфировидные граниты, граносенситы и гранодиориты слатают основное поле гранитоидов первой фазы от бассейна р. Агла до бассейна р. Улюгна. Эти разновидности пород имеют обычно равномерное строение, среди которого наблюдаются участки с неспонпорфировидным строением, обусловленным мелкими вкрапленниками серого полевого шпата величиной от 2 до 3—4 мм. Гранитоиды имеют светло-серый и серый цвет, иногда совершенно лишены темновесных минералов. Переходы от почти лейкократовых разностей к гранитоидам, обогащенным темновесными минералами, постепенные. Граниты обычно массивного сложения разбиты трещинами на глыбы матрацевидной и параллелепипедальной отделимости. В зонах разломов они катакlastизированы и часто превращены в миониты.

Главнейшими пороодообразующими минералами этих гранитов являются микроклин (40%), плагиоклаз от № 10 до № 30 (10—20%) и кварц (30%). Количество темновесных (биотита и роговой обманки) в сумме не превышает 1—5%. Редко присутствует пироксен. В качестве акцессорных минералов отмечаются титаномагнетит, сфен, пирит и циркон.

В гранодиоритах увеличивается содержание и основность плагиоклаза (олигоклаз—андезин), биотита и роговой обманки. Кварц и калишпат приобретают подчиненное значение по отношению к плагиоклазу.

Структура пород гипидноморфнозернистая. Текстура массивная. В зонах тектонических нарушений часто наблюдаются катакlastическая, реже мионитовая структура; текстура сланцеватая.

Постмагматические процессы проявились в образовании перититовых выделений альбита в микроклине, в эпидотизации и серицитизации плагиоклаза, в преобразовании титаномагнетита

в сфен, образовании цеолитов по трещинам, а также в образовании биотита по роговой обманке. Наиболее интенсивно процессы серицитизации, эпидотизации и хлоритизации развиты в зонах тектонических нарушений.

Контактовые воздействия гранитоидов на вмещающие породы будут подробно рассмотрены ниже.

Пегматиты и аллиты являются производными породами гранитоидов первой фазы. Пегматиты широко распространены как среди гранитоидов, так и в метаморфических породах баргузинской свиты (особенно в бассейнах рек Долсы, Агла и Бол. Карпус, где они пронизывают метаморфическую толщу). Правильные и сколько-нибудь выдержанные жилы пегматитов отсутствуют. Обычно они встречаются в виде секущих жил, часто с резкими раздувами и пережимами. Мощность пегматитовых жил колеблется от 0,2 до 5—6 м. Пегматиты имеют серый и розовато-серый цвет.

Главными минералами пегматитов являются кварц, плагиоклаз, альбит-олигоклаз, микроклин, биотит. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, ортит и циркон. Структура пегматитов крупнокристаллическая, гипидноморфнозернистая; графические структуры отсутствуют. Иногда в пегматитах, залегающих в известняках, присутствует пироксен, а биотит не обнаружен. По-видимому, эти пегматиты относятся к типу пегматитов линии скрепления.

Аллиты распространены меньше, чем пегматиты и встречаются лишь среди гранитоидов в виде секущих жил. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. Цвет аллитов серый или розовато-серый. Главные минералы аллитов: микроклин, кварц и плагиоклаз; изредка встречаются чешуйки биотита.

С гранитоидами первой фазы и пегматитовыми жилами, по-видимому, связано молнибеновое рудопроявление, так как в шлиховых пробах из мест с обильным развитием пегматитовых жил присутствует молнибенит.

Гранитоиды второй фазы распространены на северо-западном склоне Баргузинского хребта в бассейнах рек Шегнанда, Томуды и Сиригити, слагают северо-западную часть богатой. Среди метаморфических пород гранитоидов второй фазы образуют тела неправильной формы, многочисленные жилы и дайки. В составе гранитоидов второй фазы выделяются граниты, граносенситы, гранодиориты и диориты. Подмечено, что гранодиориты и граносенситы тяготеют к апикальным частям батолита, граниты же слатают более глубокие его части¹.

¹ Л. И. Салоп (1947), проводивший исследования в междуречье Нандо-ни-Катеры, данный комплекс относит ко второй фазе, проявившейся в верхнем протерозое, и считает их позднеортогенными, внедрившимися в виде диоритов.

Среди них можно выделить: а) средне- и крупнозернистые роговообманково-биотитовые порфировидные граниты; б) мелко- и среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты и гранодiorиты; в) аплиты.

Средне- и крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты имеют незначительное распространение в верховьях р.ч. Иркидан и р. Сиритги, где образуют массивы около 8—10 км в поперечнике. Граниты светло-серого и розовато-серого цвета, на фоне которого хорошо выделяются выкрашенные плагиоклазы размером от 0,6 до 1,5—2 см в поперечнике. Границы разбиты трещинами на глыбы параллелепипедальной и матрацевидной отделенности.

Граниты состоят из плагиоклаза № 15—20 (30—40%), кварца (25—30%), калишпата (5—10%), биотита и роговой обманки (5—10%), из темноцветных минералов обычно преобладает биотит. Акцессорные минералы представлены магнетитом и титаномagnetитом, сфеном; апатит, циркон и ортит сравнительно редки. В катаклазированных зонах роговая обманка замещается эпидотом, по плагиоклазу развивается серицит, а биотит хлоритизируется. Структура гранитов порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Средне- и мелкозернистые роговообманково-биотитовые, участки порфировидные граниты, гранодиориты и гранодiorиты составляют основную часть гранитоидов второй фазы и составляют бассейны рек Томпуды, Сиритги и частично Шеганды.

Гранитоиды светло-серого, серого, иногда розовато-серого цвета, разбиты трещинами на отдельности матрацевидной и параллелепипедальной, реже остроугольной формы.

На дневной поверхности крупноглыбовые россыпи гранитов покрывают склоны долин и водоразделы; в карах и карлингах, на склонах долин и водоразделах они образуют зубчатые гребни и пики.

Среди массивных гранитоидов в правобережной части р. Томпуды (руч. Келепагова, Перешим, верховье руч. Иркидан) и значительно меньше в левобережной части р. Томпуды наблюдаются гнейсовидные граниты, обусловленные ориентированным расположением темноцветных минералов. Кроме того, гранитоиды с гнейсовидной текстурой наблюдаются в приконтактных частях батолита с вмещающими породами.

Среднезернистые граниты часто наблюдаются в более глубоких частях батолита в долине глубоко врезанных рек и ручьев, тогда как краевые части его состоят из мелкозернистых разновидностей. Порфировидные граниты встречаются редко и существенно отличаются от крупнозернистых порфировидных гранитов, охарактеризованных выше. Во вкрапленниках, имеющих размеры 0,5—1 см, определен плагиоклаз, который имеет светло-серый цвет, вследствие чего они и не вы-

деляются на общем фоне породы. Количество вкрапленников обычно незначительное.

Граниты состоят из плагиоклаза (30%), кварца (20—25%), калишпата (5—10%), биотита, роговой обманки, реже пироксена. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, ортит, рудный минерал, апатит и циркон. В гранодиоритах увеличивается содержание темноцветных минералов, особенно роговой обманки (до 15%), кварц почти совсем исчезает, а кислый плагиоклаз переходит в олигоклаз—андезин. В гранодиоритах уменьшается содержание кварца, увеличивается количество калишпата, который здесь преобладает над плагиоклазом. Содержание темноцветных остается более или менее постоянным.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся большим идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к другим минералам. Реже встречается порфировидная структура с гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. В участках, где много вкрапленников, которые соприкасаются друг с другом, структура гранитов переходит в криповую. Текстура массивная. В зонах тектонических нарушений наблюдается катакластическая структура.

Постмагматические процессы в гранитоидах проявились в серицитизации, эпидотизации и альбитизации плагиоклаза и в замещении роговой обманки биотитом. Наиболее интенсивное замещение плагиоклаза эпидотом и пренитом наблюдается в катаклазированных зонах.

Аплиты распространены не широко. Они имеют массивное сложение; состоят из плагиоклаза, кварца и микроклина. Для них характерны аллотриоморфнозернистая структура и полное отсутствие темноцветных минералов.

Аплиты пронизывают граниты, часто пересекаясь между собой. Определенной ориентировки в их расположении не отмечено.

Дайковые породы третьей фазы баргузинского комплекса делятся на: а) гранит-порфиры и микрограниты, б) диоритовые порфиры, в) плагиоклазиты.

Дайки приурочены обычно к крутопадающим трещинам. Определенной закономерности в ориентировке даек не наблюдается, но преобладает северо-восточное простирание.

Гранит-порфиры и микрограниты встречаются среди гранитоидов второй фазы в правобережной части р. Томпуды и верховьях р. Сиритги и реже среди гранитоидов первой фазы в бассейне р. Аглы. Мощность даек 2—3 м, реже 5 м.

Гранит-порфиры состоят из тонкозернистой подвоштановой массы, среди которой различаются мелкие (0,5 мм) кристаллы плагиоклаза и калишпата; кроме того, присутствуют кварц и в меньшем количестве чешуйки биотита и мусковита. Гранит-

Таблица 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,70	66,48	70,67	64,29	69,64	62,32
TiO ₂	0,16	0,47	0,34	0,35	0,44	0,19
Al ₂ O ₃	19,48	16,01	14,37	15,34	17,06	12,35
Fe ₂ O ₃	0,64	1,12	0,16	0,81	0,15	0,48
FeO	2,10	2,64	2,10	3,63	1,02	0,10
MnO	0,05	0,09	0,04	0,07	0,02	0,10
MgO	0,73	1,28	0,19	0,76	0,58	2,92
CaO	5,77	3,41	2,42	4,46	2,24	5,56
Na ₂ O	6,47	3,36	3,81	3,06	4,46	3,10
K ₂ O	2,22	4,05	4,27	3,77	3,68	1,82
H ₂ O	0,01	—	0,03	0,18	—	0,08
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,12	8,88
SO ₃	—	—	0,02	0,01	0,02	0,04
P ₂ O ₅	—	0,19	0,14	0,20	0,06	0,01
Сумма	99,57	99,38	99,86	97,93	100,29	99,78

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	17,9	13,3	14,5	12,3	14,9	9,6
<i>c</i>	4,4	4,1	2,3	4,1	2,6	2,2
<i>b</i>	6,5	6,0	3,1	9,3	5,0	15,7
<i>S</i>	71,2	76,7	80,1	74,3	77,5	72,5
<i>Q</i>	+3,2	+22,5	+28,9	+19,9	+22,4	+23,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	50,0	—
<i>c'</i>	42,1	1,2	20,0	16,0	—	30,9
<i>m'</i>	18,9	37,6	11,1	36,0	17,7	32,2
<i>f'</i>	39,9	61,2	68,9	48,0	32,3	36,9
<i>n</i>	82,3	56,6	57,0	55,5	65,5	71,7

1. Обр. 464. Гранит. Среднее течение р. Улюпы (Колесников, Анисимова, 1955).
2. Обр. 540. Гранодиорит. Левый склон р. Томуды выше устья р. Сор, зёной (Колесников, Анисимова, 1955).
3. Обр. 820. Гранит. Среднее течение р. Агла (Колесников, Анисимова, 1955).
4. Обр. 870. Гранит. Водораздел кт. Разбой и Хожатый (Колесников, Анисимова, 1955).
5. Обр. 31-а. Гранит. Верховья р. Лев. Бирамы (Колесников, Величенко, Ескин, 1957).
6. Обр. 54-в-2. Гранит. Галка базальтовых конгломератов нижнего кембрия р. Правый. Бирамы (Колесников, Величенко, Ескин, 1957).

порфиры содержат вкрапленники плагиноклаза и кварца, микрограниты их не имеют.

Диоритовые порфириты — породы темно-серого с зеленоватым оттенком цвета, часто с включениями мельчайших зерен сульфидов. Основная масса диоритовых порфиритов состоит из очень мелких кристаллов плагиноклаза, роговой обманки и биотита. Вкрапленники представлены плагиноклазом. Структура порфировидная, основной массы микропризматическизернистая.

Плагиноклазиты встречаются в виде даек мощностью 0,5—1 м. Они состоят из плагиноклаза и очень редких чешуек мусковита. Структура панидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Химическая характеристика гранитоидов север-восточной части Баргузинского хребта приведена в табл. 1.

По А. Н. Заварицкому (1950), гранитоиды баргузинского комплекса имеют параметры, соответствующие классам 2—4 (по величине параметра *Q*). Внутри этих классов каждая разновидность пород по величине отношения *a*:*c* относится к группе богатых и умеренно богатых щелочами. Для всех пород в той или иной степени характерно некоторое преобладание натрия над калием; коэффициент *n* изменяется от 55 до 82,3. Несколько особое положение занимает образец 31-а, взятый в верховьях р. Лев. Бирамы. Для этой породы, в отличие от других, характерно повышенное содержание глинозема (коэффициент *a* равен 50,0).

При сопоставлении химических составов описываемых гранитоидов с верхнепротерозойскими гранитоидами района Икатского хребта, выделенных в баргузинский комплекс, отмечается, что эти гранитоиды близки по минералогическому составу и химизму. Граниты Витимского нагорья, бассейна р. Турки и Кидымита, описанные К. А. Шахварстовой (1954), также обнаруживают значительное химическое родство с рассматриваемыми гранитами.

Все вышеописанные породы баргузинского комплекса проявляют «немые» осадочно-метаморфические толщи верхнего протерозоя, а также предшествующие им диориты и габбро-диориты икатского комплекса.

Для матвы баргузинского комплекса характерна дифференциация от гранитов до сиенитов и гранодиоритов. Эта особенность гранитоидов отмечается на протяжении от хребта Улан-Бургасы до Южно-Муйского хребта, что не наблюдается в палеозойских интрузиях. Гранитоиды баргузинского комплекса имеют ограниченный состав дайковых пород. В то время как палеозойские интрузии имеют разнообразный дайковый комплекс (фелъзит-порфиры, сиенито-диориты, микродиориты, волезиты, спессартиты, адалметлиты и др.). Баргузинский комплекс гранитоидов складает обширный плутон, протягивающийся на сотни километров, тогда как палеозойские интрузии встречаются малыми телами. В этой связи возраст гранитоидов

определяется как верхнепротерозойский. Но, по-видимому, не все граниты, выделенные на карте в баргузинский комплекс, являются одновозрастными. Не исключена возможность наложения среди них более молодых интрузий.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Нижнепалеозойский магматический цикл по составу и времени внедрения распадается на три комплекса: бирамынский интрузивный комплекс габбро-диабазов и габбро, витимканский комплекс гранитов, сиенитов и эгирин-авгитовых сиенитов; дайковый комплекс (фельзит-порфиры, микродиориты, сиенитодiorиты, вогезиты, спессартиты, диоритовые порфиры).

Бирамынский интрузивный комплекс

Породы бирамынского интрузивного комплекса представлены небольшими телами габбро-диабазов и габбро, представляющих собой дифференциальную разновидность.

В долине р. Бирамы (бассейн р. Томпула) небольшие массивы габбро-диабазов и габбро прорывают известняки с фауной нижнего кембрия. Кроме того, они встречаются в верховьях р. Прав. Намама. Всего на площади имеется четыре интрузива, размеры которых колеблются от 1,5 до 25 км². Эти интрузивы представляют собой рвущие тела трещинного типа.

Эти породы обычно темно-серые до черных мелко- и среднезернистого сложения массивной текстуры. В их состав входят роговая обманка (25—30%), плагиоклаз — до лабрадора (40%), пироксен и кварц. В катаклазированных зонах пироксен замещается роговой обманкой. Структурный пород типидиоморфнозернистая, участками габбровая. Процессы автоморфизма проявлены слабо и выражаются лишь в слабой альбитизации плагиоклаза.

Контактные воздействия габбро-диабазов и габбро на породы кембрия выражены в образовании светлой слюды и хлорита по карбонатным породам (доломиты). Ширина наименьшей зоны равна 10—15 см. Непосредственно в самом контакте мусковитизация и хлоритизация проявлены интенсивнее, а в удалении слабее.

Послекембрийский возраст их устанавливается на основании эруптивных контактов с фаунистически охарактеризованным кембрием. С описанными породами связываются подметаллическое и другие рудопроявления.

Витимканский комплекс

Породы витимканского комплекса представлены гранитами, сиенитами и эгирин-авгитовыми сиенитами.

Граниты стареют пять масштов, которые имеют вытянутую в северо-восточном направлении форму, соответственно господ-

ствующему простиранию складчатых структур. Три массива приурочены к северо-восточному, а два к северо-западному крылу синклинальной складки, а последний залегает среди гранитов баргузинского комплекса в северо-западной части площади листа, сложенной кембрийскими отложениями и осложненной многочисленными разрывами.

Массивы имеют сравнительно небольшие размеры (от 1,6×0,8 до 9×1,6 км) и только массив, расположенный в северо-западной части территории листа, около 10—12 км². Граниты мелко- и среднезернистые, массивные, светло-серой, иногда розовато-серой окраски. Структура гранитов типидиоморфнозернистая и гранитная.

Минеральный состав гранитов: микроклин (около 50%), кварц (около 25%), плагиоклаз (20%), биотит (5%), единичные кристаллы роговой обманки; в качестве акцессорных минералов отмечаются ортит, апатит, циркон и рудный минерал. Решетчатый микроклин незначительно пелитизирован; размер зерен его от 0,1 до 1,75 мм. Ксеноморфные зерна кварца имеют размеры до 1,0 мм. Плагиоклаз образует идиоморфные короткостолбчатые зерна зонального стресса. Центральные части зерен сложены альбит—олигоклазом (№ 10), а периферические части несколько более кислого состава. По плагиоклазу развиваются листочки серицита. Биотит образует неправильные удлиненные пластинки.

На контакте гранитов с карбонатными конгломератами цемент последних раскристаллизован. В нем появляется эпидот. В некоторых участках в экоконтактах массивов образуются гибридные породы зеленовато-серого цвета среднезернистого сложения. Мощность зоны ассимиляции не более 1—2 м. Структура гибридных пород габбровая с элементами пойкилитовой. Минеральный состав их: диопсид 75%, плагиоклаз 25%, фен, апатит и эпидот. Известняковые песчаники на контакте с гранитами превращены в кварц-карбонат-эпидотовую породу с гетерогранобластовой структурой.

Граниты на контакте со сланцами нандинокской свиты изменены. Они превращаются в гибридные породы, имеющие вид темно-зеленых роговиков или среднезернистых пород типа габбро. Структура этих пород панидиоморфнозернистая, или порфиристая. Минеральный состав их: обыкновенная роговая обманка (30—70%), андезит № 35 (30—50%) рудный минерал и биотит, в роговиковых зонах — эпидот (до 35%).

Нижнепалеозойский возраст гранитов устанавливается на том основании, что они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения кембрия. Отсутствие в районе более молодых отложений чем нижний кембрий, не позволяет точно определить верхнюю границу гранитов. При сравнении с другими нижнепалеозойскими гранитами, изученными рядом исследова-

телей на территории Байкальской горной области (Салоп, 1954, Шахварстова, 1954, Хренов, 1957), высятся их склоны.

С посленижнекембрийскими гранитами в районе и за его пределами (Намама) связываются погипсометаллическое и медное оруденение. Сиениты довольно широко распространены в среднем течении р. Согээнная, в бассейне р. Шегнада и Кабанья. Небольшие массивы сиенитов встречаются в верховьях рек Кабаньей, Большой, Иркадан, Лев. Топо и в притусьевой части руч. Разбой. Площадь массива сиенитов в среднем течении р. Согээнная равна 200 км². Другие массивы имеют меньшие размеры.

По внешнему облику и формам выветривания сиениты резко отличаются от верхнепротерозойских гранитоидов своей более темной окраской и реакими формами выветривания в виде пиков, стен и башен. Они имеют серый с фиолетовым оттенком, серовато-розовый и темно-серый цвет. Характерна пятнистость обусловленная скоплениями темноватых минералов и гнездобразным их расположением, главным образом биотита, роговой обманки и реже пироксена.

Интрузия сиенитов характеризуется пестротой состава и разинференцирована от монзонитов до габбро-сиенитов, связанных между собой переходами. Все разнообразие в общем имеют одинаковый минеральный состав и различаются только неодинаковым процентным содержанием порообразующих минералов и содержанием анортитовой молекулы в плагиоклазе. Выделяются следующие разновидности: монзониты, сиениты, габбро-сиениты, габбро-диориты. Эти породы массивной текстуры, средне- и крупнозернистой структуры.

В краевых участках интрузивов и в гипабиссальных телах, заполняющих иногда тектонические трещины, наблюдаются плагисиенит-порфиры и плагимонзонит-порфиры. Последние выделяются из остальных пород наличием вкрапленников полевого шпата, окрашенных в черный цвет, причем в отдельных участках (водораздел рек Шегнада и Куркавки) размеры этих вкрапленников достигают 10 см в длину при ширине до 2—3 см.

Структура породы обычно глициноморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая, в более основных разновидностях наблюдается габбровая. В плагисиенитах в монзонит-порфирах структура порфировая или порфировидная, а основной ткани глициноморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая. Кроме того, для порфировых пород характерна шпировая текстура, обусловленная обособлениями микропертитовых вростков. В этих породах пертиты и антитериты встречаются часто. Реже отмечаются микропирокситы и микропекматитовая структура.

Монзониты состоят из плагиоклаза (андесин до лабрадора), калишпата, пироксена, роговой обманки и биотита.

Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, сфен, рудный минерал. Характерно равное содержание калишпата и плагиоклаза.

В отличие от монзонитов в сиенитах кислый плагиоклаз имеет подчиненное значение. Для габбро-сиенитов характерно преобладание калишпата над андесином, хотя темноватые минералы, представленные биотитом и пироксеном, преобладают (около 60%).

Габбро-диориты состоят из плагиоклаза, пироксена, биотита, калишпата. В отличие от монзонитов в них калишпат или совсем отсутствует, или содержится до 5%, тогда как содержание темноватых минералов увеличивается до 60%, что характерно для габбро, плагиоклаз же представлен андесином (№ 34—40), что характерно для диорита.

Постмагматические изменения сиенитов проявлены слабо и выражены в альбитизации, серицитизации и эпидиотизации плагиоклаза и в незначительной степени амфиболизации пироксена.

Контактовые воздействия сиенитов на вмещающие породы устанавливаются далеко не везде. По левобережью р. Согээнная на контакте известняков с монзонитами отмечаются пироксеновые скарны. Ширина зоны скарирования 10—20 см. Сиениты рвут отложения нандонинской и баргузинской свит. С гранитоидами Баргузинского комплекса интрузивных контактов не наблюдаются.

К нижнепалеозойскому тектоно-магматическому циклу сиениты отнесены условно на том основании, что они дают контактовые изменения вмещающих пород, аналогичные контактовым изменениям, наблюдаемым вокруг гранитоидов, рвущихся заведомо нижнекембрийские отложения.

На Витимском плоскогорье аналогичные сиениты относятся к послекембрийским на основании эруптивных контактов с баргузинской свитой (Хренов, 1957), а также близостью химического и минерального состава с палеозойскими интрузивными Витима (Шахварстова, 1948, 1954, Салоп, 1954).

Эфирин-авлитовые сиениты встречаются только в одном месте — в бассейне г. Бол. Карпусы среди верхнепротерозойских отложений баргузинской свиты. Они образуют шток до одного километра в поперечнике.

Эфирин-авлитовые сиениты представлены среднезернистыми и мелкозернистыми разновидностями серого цвета со слабо синеватым оттенком. Характерной их особенностью является отсутствие плагиоклаза и наличие эфирин-авлита. Основную массу породы составляет калиевый полевой шпат (45%). Кроме того, присутствуют эфирин-авлит (30%) и альбит (20%). Из акцессорных минералов отмечаются сфен и апатит. Структура пород глициноморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая. Возраст пород данной интрузии устанавливается по аналогии с Цинганским районом, где в долине р. Усой шлошные

граниты и сиениты рвут осадочные толщи, по-видимому, относящиеся к кембрию. Витимканский комплекс гранитов, сиенитов и эгирин-авгитовых сиенитов сопровождается жильными провадами¹.

Установлены две зоны концентрации даек: по правобережью р. Томпула, среди баргузинского комплекса гранитов и в бассейне р. Бирамья, среди отложенных кембрия.

Господствующее распространение даек северо-восточное (40—45°); падение крутое, близкое к вертикальному; мощность их 1—2 м и редко достигает 5 м. Дайковый комплекс представлен фельзит-порфирами, сиенито-диоритами, микродиоритами, вогезитами и спессартитами.

Фельзит-порфиры имеют розовато-серый цвет. Они состоят из тонкозернистой полевошпатовой массы, среди которой различаются мелкие, в пределах 0,1 мм, кристаллы калишпата и плагиоклаза. На фоне тонкозернистой основной массы наблюдаются вкрапленники полевого шпата. В меньшем количестве присутствуют биотит и мусковит. Структура порфировая с ленидо-транобластовой основной массой; текстура массивная.

Сиенито-диориты — темно-серые с фиолетовым оттенком породы, плотные, скрытокристаллические, с видимыми очень мелкими чешуйками биотита и скоплением мельчайших агрегатов зерен роговой обманки. Характерно присутствие большого количества темноцветных минералов, составляющих около 50%; калишпат (до 30%) преобладает над плагиоклазом.

Микродиориты имеют темно-серый цвет и плотное массивное сложение. Они состоят из мелких кристаллов плагиоклаза, роговой обманки и биотита, реже отмечается кварц. Темноцветные минералы составляют около 40% от всей массы породы. Из акцессорных минералов присутствуют фен, апатит и рудный минерал. Структура типноморфнозернистая; текстура массивная.

Вогезиты и спессартиты значительно распространены и встречаются среди метаморфических пород на юго-восточном склоне Баргузинского хребта. Вогезиты состоят из альбита, калишпата и роговой обманки, изредка присутствует биотит. Темноцветные минералы преобладают (60%). Структура лампрофировая, текстура массивная.

Спессартиты внешне отличаются от вогезитов темно-серым цветом. Состоят из плагиоклаза, роговой обманки и редких зерен пироксена. В основной тонкозернистой массе присутствуют вкрапленники плагиоклаза. Структура пород порфировидная, основной массы призматически-зернистая, текстура массивная.

¹ Часть дайковых пород витимканского комплекса — сиениты, вогезиты и спессартиты, по-видимому, имеют верхнемезозойский возраст. *Ирид. ред.*

Химическая характеристика послекембрийских гранитов приведена в табл. 2.

Таблица 2

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	68,82	52,78	48,56
TiO ₂	0,46	0,93	1,00
Al ₂ O ₃	17,63	22,63	16,00
Fe ₂ O ₃	—	1,91	2,23
FeO	1,87	5,32	5,03
MnO	—	0,02	0,03
MgO	1,14	2,56	7,19
CaO	1,92	6,86	15,04
Na ₂ O	3,60	3,88	2,24
K ₂ O	3,70	1,52	0,32
H ₂ O	0,20	—	—
H ₂ O	0,48	0,32	0,84
SO ₃	0,09	0,49	0,31
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,07

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,5	11,4	5,2
c	2,2	9,3	8,2
b	11,0	14,8	19,6
S	74,3	64,5	57,0
Q	+21,0	-3,1	+5,4
c'	—	—	—
a'	68,6	18,2	—
m'	16,2	3,8	42,0
m'	15,2	49,0	23,1
m	59,8	79,0	92,1

1. Обр. 10. Гранит, верховья р. Лев. Бирамья.
2. Обр. 49. Гранодиорит, развлод рек Прав. и Лев. Топо.
3. Обр. 87. Диорит, верховья р. Лев. Топо.

Данные анализа и числовые характеристики послекембрийских гранитов по Заварицкому показывают, что последние отличаются не только по своему структурному положению, но и по составу. В противоположность верхнепротерозойским гранитам послекембрийским гранитам присуще более высокое содержание фельдических компонентов (Q 3,1—21,0), перекое содержание кремнезема (Q 3,1—21,0) и глинозема (a 18,2—68,9). Соотношение щелочей характеризуется преобладанием натрия (m 59,8—92,1).

ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении район относится к геосинклинальной зоне верхнепротерозойского времени. В раннем палеозое эта территория представляла собой остаточную геосинклиналь, которая окончательно вошла в состав Сибирской платформы к концу кембрийского периода. В мезо-кайнозойское время область была вовлечена в Байкальское сводовое поднятие.

В тектонической структуре района основное значение имели архейские, верхнепротерозойские, кембрийские и мезо-кайнозойские движения.

Структура района характеризуется нарастающей ролью разрывов по мере развития и консолидации этого участка земной коры. Особенно большое значение разрывы получили в постпалеозойское время. При этом выясняется их унаследованное развитие от древних нарушений.

Архейские структуры. Архейские образования на площади листа пользуются весьма незначительным распространением и представляют собой остатки кровли, сохранившиеся среди изверженных пород. Поэтому расчленовка их структур затруднена. Архейские породы интенсивно сматы в мелкие складки, осложненные микроскладками и пloyчатостью. Складки имеют северо-восточное простирание с крутыми углами падения крыльев (до 85°) ЗСЗ, ВСВ. По данным В. И. Навиль, они являются частью крупной антиклинальной структуры, развитой к юго-западу за пределами района и ограниченной с запада водами оз. Байкал, а с востока — разломом.

Верхнепротерозойские структуры. Верхнепротерозойский структурный ярус, выраженный отложениями нандонинской и баргузинской свит, представлен Баргузино-Катерским синклинорием, выделенным на северо-востоке по простиранию этих свит в районе рек Катера и Нандонн (Сагон, 1948). На площади листа выходит только центральная часть и северо-западное крыло этого синклинория. Юго-восточное крыло уничтожено интрузией гранитоидов, слогающих юго-восточный склон Баргузинского хребта. Ядро синклинория сложено породами баргузинской свиты, а северо-западное крыло — породами нандонинской свиты. Баргузино-Катерский синклинорий в общем имеет северо-восточное простирание (40—50°) с местными отклонениями до широтного и даже северо-западного направления (среднее течение рек Прав. и Лев. Топо и правобережье р. Согэенная). Наблюдается воздымание шарнира синклинория как в северо-восточном направлении (район среднего течения р. Улюгна), где отложения баргузинской и частично нандонинской свит сменяются гранитоидами, так и в юго-западном направлении (верховье рек Шегнанда и Кабанья и правобережье р. Согэенная), где также отложения нандонинской и баргузин-

ской свит рвутся гранитоидами. О воздымании шарнира на юго-запад указывает намечающееся периклинальное замыкание его.

В районе правобережья р. Согэенная.

Внутреннее строение синклинория осложнено дополнительными складчатостями второго и более высоких порядков. Так, на юго-восточном склоне Баргузинского хребта, в верховьях рек Большая, Долсы, Сухитке и Ендыхык прослеживается антиклинальная складка, несколько восточнее в верховье р. Талинга наблюдается вторая антиклинальная складка, разделенные синклиналью. Простирание второстепенных складок северо-восточное 45—50°. Ширина первой антиклинальной складки около 4 км, длина 30 км. В районе верховий рек Большая и Долсы гранитами срезано ее северо-западное крыло, а в районе верховий рек Сухитке и Ендыхык — юго-восточное крыло антиклинали. От второй антиклинальной складки сохранилось только ее северо-восточное периклинальное окончание (ширина складки около 5 км). В обеих антиклинальных складках наблюдается погружение шарниров к северо-востоку и воздымание к юго-западу. В ядрах антиклиналей выходят высокометаморфизованные породы нандонинской свиты, представляющие различные гнейсы с подчиненными проглатками карбонатных пород. На крыльях они перекрываются карбонатными породами баргузинской свиты. Осевые плоскости складок наклонены на юго-восток, в результате чего северо-западные крылья имеют углы падения от 40 до 70°, а юго-восточные 70—80°.

Дальше в юго-восточном направлении породы баргузинской свиты собраны в ряд более мелких синклинальных и антиклинальных складок, главным образом изоклинальных, наклоненных к юго-востоку с падением на северо-запад 300—330° с углами падения в пределах 60—70°.

На водоразделе Баргузинского хребта породы баргузинской свиты интенсивно сматы в более мелкие складки северо-восточного простирания как симметричные, так и асимметричные с углами падения крыльев от 30 до 50°, среди которых часто наблюдаются опрокинутые на юго-восток складки, с углами падения крыльев от 20 до 40°. По простиранию шарниры складок ундулируют, что усложняет общую структуру.

Северо-западное крыло синклинория, сложенное породами нандонинской свиты, смато, как правило, в дополнительные изоклинальные складки, опрокинутые в верховьях р. Намама на северо-запад с падением крыльев на юго-восток 130—140°, реже 160°, при углах падения от 30—40° до 70—80°. На водоразделе рек Темпула и Прав. Бирамья опрокидывание складок наблюдается на юго-восток с падением пластов на северо-запад под углами 60—80°. На контактах с гранитоидами в породах баргузинской и нандонинской свит наблюдаются мелкие складки возложения, обычно опрокинутые в сторону от массивов гранитоидов и постепенно затухающие по мере удаления от последних.

В районе между реками Нюндю и верховьями Прав. Намама близ массива гранитондов баргузинского комплекса простираются складки ориентировано параллельно контуру массива. Породы здесь падают на северо-запад в сторону от массива под углами $60-80^\circ$, образуя опрокинутую складку. Общая сложная картина складчатости в значительной степени усложнена последующей разрывной тектоникой.

Верхнепротерозойская складчатость сопровождалась проявлением магматизма. При этом выделяется три фазы магматизма: докладчатая, складчатая и послескладчатая.

Докладчатая фаза магматизма проявилась в формировании тел диабазовых порфиров, габбро-диоритов и излиянием магмы среднего и основного состава, фиксирующихся как эффузивные породы, которые приняли участие в складчатости. Вторая складчатая фаза магматизма проявилась в формировании кососекущих и пластовых интрузий габбрового и габбро-диоритового состава. По-видимому, к этой фазе относится начало внедрения гранитондов баргузинского комплекса первой фазы, часть жильных тел которой смята в складки, согласные с вмещающими породами. Основная же масса их, в том числе и гранитоиды второй фазы, внедрилась уже в послескладчатое время. Для верхнепротерозойского магматического цикла характерно внедрение крупных интрузий типа батолитов (Баргузинский), протягивающихся на сотни километров, причем внедрение гранитных интрузий происходило, вероятно, не пассивно, приурочиваясь к готовым структурам, а сама интрузия создавала определенные структуры.

Кембрийские структуры. Отложения кембрия, составляющие кембрийский структурный ярус, залегают в грабене северо-восточного простирания ($45-50^\circ$). С северо-запада и юго-востока грабен ограничен тектоническими зонами, сходящимися в юго-западном и расходящимися в северо-восточном направлении, отчего грабен в плане имеет подобие треугольника шириной в юго-западной части 1,5 км, в северо-восточной 9,5 км.

Кембрийские отложения образуют синклинальную складку северо-восточного простирания ($45-50^\circ$). Наиболее полно сохранилось северо-западное крыло синклинали, сложенное породами турникской и бирявинской свит, юго-восточное крыло ее срезано тектонической зоной, отложения турникской свиты здесь отсутствуют, и породы бирявинской свиты непосредственно приводятся в стык с отложениями нандонинской свиты (Р₂nd). Иркинданская свита залегает в ядре синклинальной складки. Синклиналь имеет симметричное строение с крутым падением крыльев (от 50 до 70°). Шарнир складки воздымается в северо-восточном и погружается в юго-западном направлении.

Внутреннее строение синклинали осложнено антиклинальными и синклинальными складками второго и третьего порядков, имеющими также северо-восточное простирание, с падением

крыльев на северо-запад и юго-восток под углами $50-70^\circ$. Кроме того, общая картина структуры сильно затуманена и усложнена широко развитой здесь дизъюнктивной тектоникой.

В общем кембрийские структуры имеют общий тектонический план с верхнепротерозойскими структурами и знаменуют собой конец геосинклинального развития данного участка земной коры и начало длительного континентального периода. Кембрийская складчатость также сопровождалась магматизмом. В отличие от верхнепротерозойского магматизма нижнепалеозойские интрузии имеют ограниченное распространение, как правило, небольшие размеры тел, приуроченные к крупным разрывам и повышенную шельность пород.

Мезо-кайнозойские структуры. После каледонского дисстрофизма данная область перешла в стадию платформенного режима, продолжавшегося до мезозойского времени. Движения, начавшиеся в юрское время в области байкальских каледонид и за пределами их, проявились в формировании сводового поднятия, осложненного изгибами земной коры с образованием мезозойских впадин байкальского и забайкальского типов (Павловский, 1948). Развитие этих впадин, продолжавшееся, по-видимому, в современную эпоху, шло в сторону их углубления и поднятия разделяющих их хребтов. Баргузинский хребет и Баргузинская впадина являются элементами второго порядка, входящими в систему Байкальского мезо-кайнозойского антиклинория. Если принять современный размах относительных высот от жесткого фундамента Баргузинской впадины до наивысшей отметки Баргузинского хребта (2714,0), то он составит 3700 м. Такой резкий размах движений, происходивший в жестком субстрате, сложенном метаморфизованными породами и прорываемыми их интрузивными образованиями, сопровождался многочисленными разломами земной коры, сопровождающимися изгибом жесткого субстрата. Всего вероятнее, что большая часть молодых разломов унаследовала зоны древнейших разломов.

Дизъюнктивные нарушения, как это отмечалось выше, развиты широко. Имеющиеся данные не позволяют разделить их в возрастном отношении, но несомненно, что многие из тектонических зон заложились еще в протерозойское время и обновлялись в последующие эпохи и особенно в мезо-кайнозойское время.

Наиболее интенсивно разрывные нарушения развиты на юго-восточном склоне Баргузинского хребта и в бассейне р. Бирамы. По-видимому, крупнейшим глубинным разломом является Баргузинский сброс, протягивающийся вдоль подножия юго-восточного склона Баргузинского хребта в северо-восточном направлении ($40-45^\circ$). Общая протяженность его достигает сотен километров, но в пределах описываемой площади он прослежен на 34 км. В районе выхода из гор р. Шеберсо на-

блюдается раздвигание этого сброса. Вторая его ветвь идет от р. Шеберсо через среднее течение р. Огсо, верховья р. Индион и далее ниже устья р. Иннарикта в виде пологой дуги.

Баргузинский сброс отделяет высокогорную область от Баргузинской впадины в виде резкого уступа. Отметка русла р. Агта у выхода из гор, у сброса, около 700 м, а отметка вершины, отстоящей на 1,2 км от сброса, равна 1758 м, т. е. абсолютное превышение достигает 1000 м. Сброс хорошо выражен в рельефе; он также картируется по миоцитам, катаклазитами и зеркалам скольжения. В плане линия сброса неровная, волнистая, возмущена ориентирована в отрицательные формы рельефа, что указывает на то, что поверхность сброса падает на северо-запад, угол падения крутой (в пределах 80°).

Вторая ветвь сброса, прослеживающаяся на 15 км, также имеет северо-восточное простирание. Сброс этот хорошо выражен в рельефе в виде уступа и сопровождается тектонитами. Амплитуда этого сброса, по-видимому, меньше. Относительное превышение высокогорной части над тектоническим клином, зажатый между этими сбросами, около 600—700 м.

Баргузинский сброс имеет глубокое заложение, о чем свидетельствуют горячие минеральные источники — Аглинский и Дыренский, температура которых на поверхности доходит до 56°. Баргузинский сброс сопровождается массой более мелких сбросов, прослеживающихся на расстоянии до 3—4 км вглубь хребта. Эти оперяющие и субпараллельные сбросы фиксируются по наличию миоцитов, зеркал скольжения и катаклазитов. Баргузинский сброс играет важную роль в формировании Баргузинской впадины, смещения по которому проронили неоднократно.

Второе крупное тектоническое нарушение на юго-восточном склоне хребта прослеживается в верховьях р. Сухитке, в левобережной части р. Кабанья, в верховьях рек Ендыхык и Иннарикта. На участке между Прав. и Лев. Сухитке сброс выражен в рельефе в виде уступа с опущенным юго-восточным крылом. В остальных участках он сопровождается зонами дробления с катаклазитами и миоцитам. Общая протяженность его до 60 км.

Юго-восточнее этого сброса, в 1,5 км выше по р. Сухитке, проходит вторая сброс, ориентированный параллельно первому. Он прослежен по простиранию на 8 км и отмечается зонами дробления и катаклаза, которые захватывают как гнейсы, так и граниты. В зоне разлома породы интенсивно обожжены.

Сброс в верховьях р. Агта имеет северо-восточное простирание. В юго-западном направлении он прослеживается через верховья р. Шегнанда в левобережную часть верховий р. Кабанья, по зонам дробления в гранитах и известняках, присутствующих в гранитах в виде ксенолитов, катаклазитами иногда по разнородности гранитов. Кроме того, в верховьях р. Агта он хо-

рошо выражен в рельефе в виде уступа с поднятым юго-восточным и опущенным северо-западными крыльями.

В правом борту правой вершины р. Агта к зоне разлома приурочено сульфидное оруденение, представляющее мелким рассеянным вкраплением сульфидов, среди которого наблюдаются отдельные чешуйки молибдена. Зона с сульфидным оруденением имеет ржаво-бурый цвет за счет окисления гидроксидов железа, которая хорошо прослеживается на больших расстояниях на фоне светло-серых гранитов.

Кроме перечисленных сбросов, на юго-восточном склоне хребта отмечается ряд разломов в бассейне р. Улюгна. Крупная тектоническая зона приурочена к р. Бол. Карпусы, в долине которой наблюдаются многочисленные зоны дробления, катаклаза, зеркала скольжения и обожренность пород. К северо-западу обнаружено еще два разлома северо-восточного простирания. Один из них имеет незначительное протяжение, второй тянется на большее расстояние и проходит в верховьях р. Прав. Анкокон; здесь под углом к нему отмечается тектоническая зона, к которой приурочены долины р. Анкокон. Все эти нарушения хорошо картируются по зонам дробления, катаклаза, зеркалам скольжения и, как правило, породы, в которых наблюдаются разломы, имеют ржаво-бурю окраску. С первыми разломом связано сульфидное оруденение, представляющее мелким вкраплением пирита. Часто к этим разломам приурочены холодные сероводородные источники.

По всей видимости, крупное тектоническое нарушение типа сброса проходит по долине р. Улюгна. Об этом свидетельствуют отвесные прямолнейные борта долины, у подножия которых выходят минеральные источники (холодные), тектониты, часто окрашенные в ржаво-бурый цвет, и что особенно характерно на продолжении долины р. Улюгна в восточном-юго-восточном направлении Баргузинская впадина резко обрывается, и к северу от этой линии р. Баргузин имеет неширокую типично горную долину.

Помимо этих более крупных и хорошо выраженных разломов на юго-восточном склоне Баргузинского хребта отмечено большое число более мелких нарушений, имеющих не только северо-восточное, но и самые разнообразные простирания, часто пересекающиеся. Все они хорошо картируются по миоцитам, катаклазитами и зеркалам скольжения.

На северо-западном склоне Баргузинского хребта развитые тектонические нарушения развиты несколько слабее. Наиболее крупный разлом здесь проходит от р. Юкта на юго-западе, через верховья р. Кадаун, среднее течение р. Шегнанда в бассейне р. Согзённая на северо-востоке, где, по-видимому, на его продолжении расположен Согзёнский горячий сероводородный источник. Общее простирание разлома северо-восточное (45°). В районе между рекой Юкта и верховьями р. Кадаун он раз-

завивается. Видная аплитуда сброса 400 м. Юго-восточное крыло опущено. В зоне сброса имеют место выходы трещинных вод, а в долине р. Согъённая — горячий минеральный источник.

Несколько северо-западнее под углом к данному разлому подходит другой разлом, по которому контактируют гранитоиды первой и второй фаз баргузинского комплекса. В зоне разлома породы катаклазированы.

Следует отметить разлом в среднем течении р. Нижн. Слюдянка, который прослеживается дальше на северо-восток в долине кп. Захаровского. В юго-западном направлении он уходит далеко за пределы района и отделяет архейские образования от протерозойских.

Второй участок широкого развития дизъюнктивных нарушений приурочен к полю развития кембрийских отложений (бассейн р. Бирамы). Здесь мощные разломы обусловили образование грабена, в котором залегают кембрийские отложения. Разломы, как правило, имеют северо-восточное простирание (45—50°). Они заложились здесь еще в протерозойское время. Эти ослабленные участки в верхнепротерозойское время были использованы основными интрузиями, о чем свидетельствует линейно вытянутая форма тел последних. В нижнепалеозойское время по этим разломам произошло внедрение основной ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$) и кислой ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) магм.

В мезо-кайнозойское время разрывная тектоника, по-видимому, достигла наибольшего размаха. Вертикальные перемещения происходили как по ранее заложившимся, так и по вновь образовавшимся зонам. Нижнепалеозойские интрузивы, высиравшиеся по ранее образовавшимся тектоническим зонам, а также и кембрийские осадочные образования претерпели дробление и катаклаз. Многие сбросы в настоящее время хорошо выражены в рельефе в виде уступов, к которым часто приурочены выходы многочисленных источников и трещинных вод.

Понимая разрывные нарушения со смещением, в районе широко развиты разрывные нарушения без смещения. Проявляются они в виде кливжа, сландеватости и трещиноватости осадочных и метаморфических пород; трещиноватость развития главным образом в изверженных породах, особенно в гранитах. К трещинам в породах нандонинской свиты приурочены кварцевые и кварц-карбонатные жилы, часто несущие сульфидное оруденение.

МЕТАМОРФИЗМ¹

Основной причиной разногласий и споров среди исследователей при установлении возраста баргузинской свиты является высокий метаморфизм ее. В. В. Домбровский (1940), выделяя

¹ В составлении главы «Метаморфизм» принимали участие сотрудники ВСФАН В. Г. Белченко и А. С. Ескин.

ший впервые баргузинскую свиту как самостоятельную стратиграфическую единицу относил ее к архею, основываясь только на высокой степени метаморфизма. При этом В. В. Домбровский подчеркивал условность этого определения.

Н. И. Фомин (1947) определил возраст баргузинской свиты как нижнепротерозойский и отделил ее от нандонинской свиты, которую он относил к верхнему протерозою — нижнему кембрию (?). Характеризуя степень метаморфизма пород баргузинской свиты, Фомин отмечал, что она не сопоставляется с высокометаморфизованными породами слюдянской свиты архея. Другие исследователи (Салоп, 1948; Гурулев, 1954; Шобогоров, 1955 и др.) при решении вопроса о возрасте баргузинской свиты исходили прежде всего из наблюдений о взаимном стратиграфическом положении ее с нандонинской свитой. Высокую степень метаморфизма пород баргузинской и частично нандонинской свит эти исследователи связывают в той или иной степени с воздействием гранитоидов баргузинского комплекса и пегмитами.

Как указывалось в главе «Стратиграфия», нандонинская свита связана с баргузинской постепенными взаимопереходами, наблюдавшимися в разрезах по руч. Нирмакин, р. Топо, верховьях рек Намамы и Лев. Бирамы.

Наблюдения показали, что вопрос о возрасте и положении этих двух свит невозможно решить без рассмотрения многофазного метаморфизма. В связи с этим ниже основное внимание уделяется контактовому метаморфизму, вызванному гранитоидами баргузинского комплекса. Контактные изменения, связанные с внедрением других интрузивных комплексов, охарактеризованы схематично, так как они не играли определяющей роли в преобразовании пород описываемого района. Совсем не рассматриваются постмагматические процессы и процессы взаимного контактового воздействия интрузивных комплексов. Имеющийся материал позволяет представить следующую схему фаз и фаций метаморфизма:

I. Региональный метаморфизм. Фация серицит-хлоритовая.

II. Контактный метаморфизм.

1. Контактный метаморфизм, связанный с гранитоидами баргузинского комплекса.

а) биотит-хлоритовая фация;

б) биотит-гранат-актинолитовая фация;

в) амфиболитовая фация;

г) альмандин-пироксен-роговообманковая фация.

2. Контактный метаморфизм, связанный с посткембрийскими интрузиями сиенитов и гранитоидов.

III. Явления метаморфизма в породах нижнего кембрия.

Область регионального метаморфизма. На схеме метаморфизма (рис. 2) она выделяется в виде полосы северо-восточного простирания, протягивается от устьевого части р. Топо до вер-

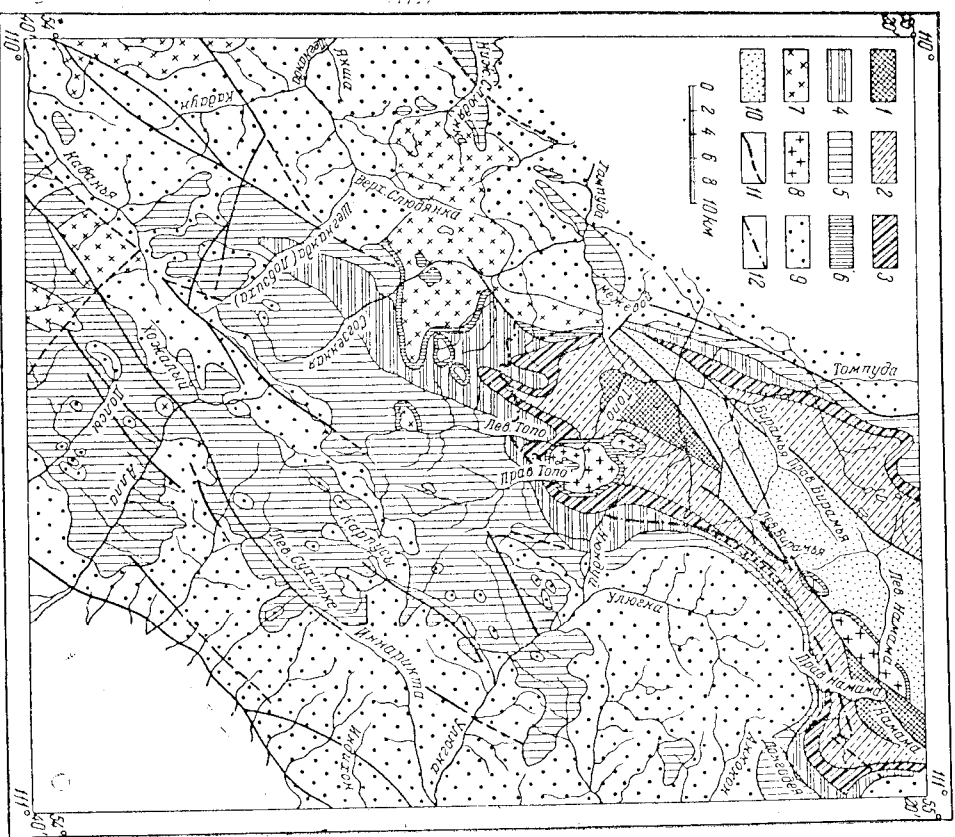


Рис. 2. Схема фаз и фаций метаморфизма для центральной части Барзунского хребта (составили З. М. Анисимова, В. Г. Белченко, А. С. Екин). Региональный метаморфизм: 1 — фация серицит-хлоритовая; контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидами барзунского комплекса: 2 — биотит-хлоритовая фация; 3 — биотит-гипантит-актинолитовая фация; 4 — амфиболитовая фация; 5 — альмадин-пироксен-розовообманковая фация; 6 — контактовый метаморфизм, связанный с каледонскими интрузивными гранитоидами и сиенитами, названные породы: 7 — сиениты условно каледонского интрузивного комплекса; 8 — граниты каледонского интрузивного комплекса; 9 — верхнепротерозойские гранитоиды; 10 — кебрийские отложения; 11 — линия тектонических нарушений; 12 — граница нандинской и барзунской сив.

Ховвер р. Намана. Границы области регионального метаморфизма нечеткие. Это связано с тем, что последующие процессы контактового метаморфизма в толщах, значительно удаленных от контактов с магматическими породами, происходили в термодинамических условиях, весьма близких к условиям регио-

нального метаморфизма. Последний характеризуется однородностью и выдержанностью на значительной площади.

Региональный метаморфизм проявлен не только в некоторых перекристаллизированных породах, но и в образовании определенного комплекса характерных минералов. К ним следует отнести прежде всего хлорит и серицит. Наряду с этими минералами наблюдаются карбонаты, кварц, слабо окрашенные низкотемпературные амфиболы типа актинолита. Иногда встречаются норфитовые биотиты. Перечисленные выше минералы являются определяющими для характеристики парагенезисов фаций, выделяемой для регионального метаморфизма.

Поскольку метаморфизм рассматриваемой фазы является, по сути дела, начальной стадией метаморфической эволюции разнообразных по химическому составу пара- и ортопород, то чисто вновь образованных минералов весьма ограничено.

Породы региональной фазы метаморфизма представлены серыми и зеленовато-серыми тонко- и мелкозернистыми, слистыми и темно-серыми известняками. Характерными минералами для глинистых пород являются хлорит, серицит, кварц, карбонат. Кроме этих определяющих минералов, присутствуют углистое вещество, незначительное количество биотита, титаномагнетита, сульфиды железа. Углистое вещество равномерно распределено в виде мельчайших частичек, придавая породе темно-серую и черную окраску. Биотит представлен мелкими чешуйками с неправильными очертаниями, слабо плеохроирующими. В породах этой фазы наряду с вышеуказанными минералами представляющими новообразования, присутствуют реликтовые минералы, такие как полевые шпаты, турмалины.

Для этих пород характерны микроластические структуры с элементами бластолевролитовой и бластопсаммитовой. Все указанные выше изменения пород свойственны серицит-хлоритовой фации метаморфизма — фации зеленых сланцев (Тернер, 1951).

Региональный метаморфизм связывается авторами с процессами складкообразования, происходившими до внедрения гранитоидов барзунского комплекса.

Контактный метаморфизм. Контактный метаморфизм, связанный с внедрением гранитоидов барзунского комплекса, проявлен весьма широко в пределах Барзунского хребта, в осевой части которого он достигает наивысшей степени. По своему характеру контактовый метаморфизм является термальным без отчетливых признаков метасоматоза.

Своеобразное сочетание формы гранитоидных тел с вмещающими породами, создающее в большинстве случаев пологие контакты, привело к широкому площадному развитию контактового метаморфизма. Это позволяло некоторым исследова-

лям (Салоп, 1948) выделять в подобных случаях особый вид метаморфизма — регионально-контактовый.

В участках, где имеет место сочтание крутых контактов гранитоидов с падением вмещающих пород от интрузивов, наблюдается сужение (в плане) температурных ступеней до минимума (водораздел рек Улюгна и Лев. Бирамы).

В описываемом районе наблюдается полная гамма температурных ступеней от самой низкой — биотит-хлоритовой (близкой к фазе регионального метаморфизма) до ступени, близкой к гранулитовой фации (Тернер, 1951).

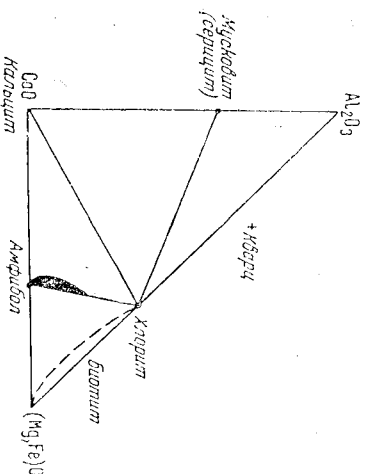


Рис. 3

Как видно из прилагаемой схемы (см. рис. 2), контуры выделенных фаций метаморфизма не совпадают с контурами выделенных на геологической карте свит и пересекают их под разными углами. Это связано с тем, что различные участки свит попадают в различные температурные условия, решающим фактором в формировании которых является взаимное положение вмещающих пород и гранитоидов барузинского комплекса.

В основу выделения фаций было положено изучение ассоциаций минералов и текстурно-структурных особенностей пород, характерных для определения термо-динамических ступеней.

Биотит-хлоритовая фация характеризуется, как это видно на диаграмме (рис. 3), интенсивным образованием биотита в первично-глинистых породах. Последний становится здесь одним из главных минералов. Биотит присутствует в породах в виде чешуек и порфиробласт, часто сигновидных (включения кварца, хлорита, серпикита и т. п.), интенсивно преохроинующих. Для него характерна структура «поперечной слюды».

Хлорит и серпикит, хотя и присутствуют в породах, но играют явно подчиненную роль. В значительном количестве появляется низкотемпературный слабо окрашенный амфибол. Углистое вещество, присутствующее в глинистых породах, концентрируется в слутки, обуславливая пятнистую текстуру.

Биотит-хлоритовая фация включает следующие разновидности сланцев: биотит-кварц-хлоритовые, биотит-серпикит-кварцевые, серпикит-хлорит-кварцевые с порфиробластами биотита, кварц-карбонатные микросланцы, а также метаморфизованные алевролиты и песчаники.

В карбонатных породах происходит неравномерная частичная перекристаллизация и концентрация углистого вещества в слутки. Карбонатные породы с примесью глинистого вещества содержат в своем составе бесцветную слутку.

Для пород биотит-хлоритовой фации характерны микрогранобластовая и микрогранобластово-областовая структура, почти всегда в сочетании с порфиробластовой (за счет биотита).

Парагенезис минералов для этой фации изображены на диаграмме, отражающей систему Al_2O_3 , CaO (Fe , Mg) O при избытке SiO_2 . Особо следует отметить проявление почти во всех породах как глинисто-силикатного, так и глинисто-карбонатного состава, слюды (биотита, мусковита и бесцветной слюдки), что свидетельствует о значительном содержании K_2O .

Биотит-гранат-актинолитовая фация выделяется на схеме в виде узкой извилистой полосы, протягивающейся от руч. Ниромакит через р. Топо к верховью р. Намамы и в вершине р. Томнуды.

В условиях этой фации развиваются актинолит в глинисто-силикатных породах с избытком SiO_2 и K_2O и биотит с мусковитом в породах глинисто-силикатного состава, пересыщенных Al_2O_3 и K_2O . В некоторых случаях наблюдаются начальные стадии бластеза плагиоклазов.

Характерно появление в этих породах граната¹ в виде зерен размером 3—5 мм с очертаниями ромбоэдра. Кроме того, в незначительном количестве обнаруживаются порфиробласты дистена с диаблассической структурой (вкрапления биотита, кварца). Титанмагнетит, присутствующий в первично-глинистых породах биотит-хлоритовой фации, здесь превращается в агрегаты мелких зерен сфена.

Карбонатные породы почти полностью перекристаллизованы и осветлены, сохранившиеся пелитоморфные участки носят реликтовый характер. Углистое вещество, наиболее чувствительное к изменениям термодинамических условий, в породах биотит-гранат-актинолитовой фации преобразовывается из слутков в отдельные мелкие чешуйки графита.

В биотит-гранат-актинолитовую фацию объединены следующие разновидности пород: биотит-слюдяные микросланцы, микрокварциты, дистеново-кварцевые микросланцы, гранат-серпикит-биотитовые сланцы, амфиболиты с гранатом, гранат-биотитовые сланцы, графит-преомит-карбонатные сланцы, актинолитовые амфиболиты, кварц-актинолит-биотитовые сланцы и мелко- и среднезернистые мраморы с мелкими чешуйками графита. Характерными структурами для пород этой фации являются гранобластовая, дендрогранобластовая, нематобластовая.

¹ Состав граната: альмандин 59,8%, пироп 28,7%, спессартит 0,7%, андрадит 4,8%,grossular 2,3%,шорломит 3,7%. Показатель преломления близок к 1,780.

Следует отметить, что пластовые тела основных пород (габбро и габбро-диориты) в условиях данной ступени метаморфизма подвергаются процессам амфиболизации.

Парагенезисы минералов биотит-гранат-актинолитовой фации представлены соответствующими диаграммами (рис. 4 и 5).

Амфиболитовая фация

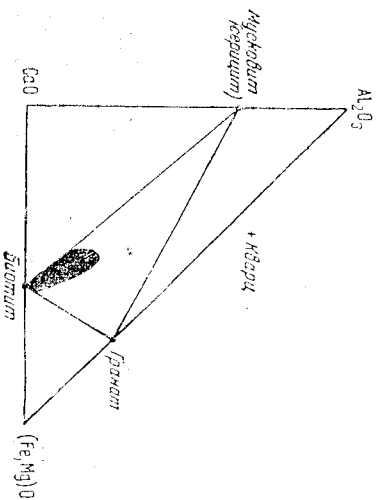


Рис. 4

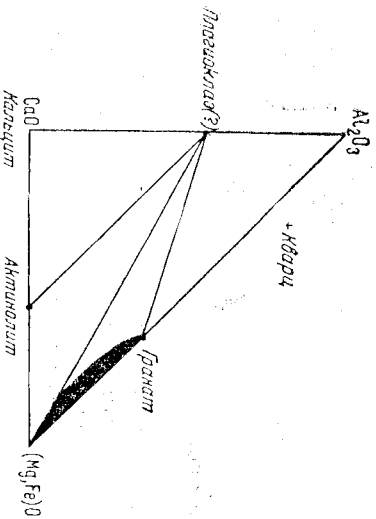


Рис. 5

имеет большее развитие на засытой площади, чем предыдущая. Она образует в плане пологую различную ширину. Минимальную в вершине р. Лев. Вирамьи, максимальной — в бассейне р. Согенной, где замыкается, грубо повторяя контуры поля интенсивного развития гранитов.

Характерными минеральными новообразованиями для этой фации, не встречающимися в предыдущих, как это отражено на соответствующей диаграмме (рис. 6), является роговая обманка, кордиерит, андалузит, тогда как биотит, плагиоклаз и мусковит становятся более идиоморфными и почти совершенно очищаются от включений других минералов. Пироксен, который нехарактерен для описываемой фации, встречается в виде единичных мелких зерен с извилистыми очертаниями. Как и в предыдущей фации, здесь встречается листен, образующий призматические порфиробласты. Агрегаты мелких зерен сфена преобладают в более крупные зерна, но они еще не имеют четких кристаллических очертаний. В графитосодержащих породах наблюдается увеличение размера чешуек графита.

Карбонатные породы нацело перекристаллизованы и превращены в среднезернистые мраморы. В карбонатных породах, загражденных глинистым материалом, присутствует роговая обманка, плагиоклаз, чешуйки биотита.

Среди пород амфиболевой фации выделяются следующие разновидности: амфиболиты (обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз), роговообманково-биотитовый плагиогнейс, среднезернистые калцифиры, роговообманково-биотитово-кордиеритовые и андалузит-кордиерит-биотитовые роговики, кварциты и среднезернистые мраморы с чешуйками графита. Структуры пород этой фации: гранобластовая, нематолепидобластовая и роговиковая.

Парагенезисы минералов для наиболее распространенных пород фации отражены на соответствующей диаграмме (см. рис. 6).

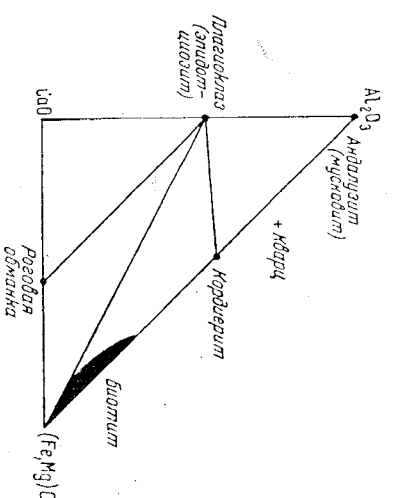


Рис. 6

Альмандин-диопсид-роговообманковая фация. Наиболее высокотемпературные породы состоят обширные площади, приуроченные главным образом к осевой части Баргузинского хребта. Эти площади характеризуются высокой насыщенностью гранитными телами разнообразной величины и формы. Как указывалось выше, гранитоиды эти относятся к баргузинскому комплексу.

Основной характерной чертой пород этой фации метаморфизма является полная кристалличность и в большинстве случаев полное отсутствие реликтов низкотемпературных минералов, обломочных и других структур. В тектурном отношении породы рассматриваемой фации обнаруживают определенное единообразие.

Гнейсам и кристаллическим сланцам присущи гнейсовидные или полосчатые текстуры, а мраморам — массивные. Все породы обладают среднезернистостью, реже крупнозернистостью. Структуры пород гранобластовые, гранолепидобластовые, порфиробластовые и т. д.

В числе минералов, характерных для альмандин-пироксен-роговообманковой фации контактового метаморфизма, можно назвать следующие: гранат¹, обыкновенная роговая обманка, моноклинный пироксен (диопсид), плагиоклаз, биотит, скандит, карбонаты, силлиманит, акцессорные минералы — сфен, магнетит и турмалин. В некоторых породах отмечено присут-

¹ Состав граната: альмандин 71,1%, пирон 7,6%, спессартит 4,5%, андрадит 6,5%,grossular 9,9%,шорломит 0,3%. Показатель преломления не выше 1,830.

10. **Же.** Важнейшими минералами являются платиноиды, альмандин, силлманит, почти постоянно присутствует биотит, а в интрузивных породах — микроклин. Этому поллю диаграммы соответствуют по своему химическому составу и паратеиз-

Поле II. Определяющие минералы: альмандин, роговая обманка, плагиоклаз. В переменном количестве присутствуют кварц, биотит, в интрузивных разностях — микроклин.

10. Ответа на породам двух основных групп. В первую входят разнообразные готовообманковые и быгит-готовообманковые платнообмансы и кристаллические сланцы. Они связаны взаимоотношениями с дилонсидолержащими платнооктазонами сланцами и реже платнообманками.

95

Выше были рассмотрены характерные парагенезисы, структурные и текстурные признаки пород в условиях наиболее высокой температурной фации метаморфизма данного района. Как указывал Н. И. Фомин (1947), эти условия нельзя параллельно назвать с условиями алдано-слодянской фации метаморфизма, присущей всем архейским образованиям Прибайкалья и Алдана. Н. И. Фомин объяснял эти различия отсутствием средних пород баргузинской свиты пироксен-амфиболовых (?) гнейсов и флогопитов. Действительно, гнейсы и кристаллические сланцы баргузинской свиты заметно отличаются от типичных архейских образований (Алданский щит, слодянская свита и т. д.). Но указанные отличия нельзя ограничивать этими чисто формальными признаками. По мнению авторов высокометаморфизованные породы баргузинской свиты существенно отличаются от метаморфических образований архея по целому ряду признаков.

Парагенетические закономерности в рассмотренных высокометаморфизованных породах не отвечают ассоциациям, характерным для алдано-слюдянской фации (Коржинский, 1945). Различия обусловлены, прежде всего, полным отсутствием гиперстенодержавших кристаллических сланцев среднего баргузинского и нандинского свит, в то время как иметь все необходимые компоненты для образования этой минеральной ассоциации. Это объясняется меньшей глубиной метаморфических процессов, которые происходили в маломощной приподнятой кровле крупного гранитного батолита.

57

жений в целом не разбирается, авторы работы останавливаются лишь на приконтактовых изменениях, вызванных интрузивным витимканского комплекса.

Граниты и гранодиориты витимканского комплекса, как правило, дают довольно узкий контактовый ореол. В верховьях р. Намамы и в бассейне р. Бирамы ширина контактовых ореолов колеблется в пределах 50—150 м. Здесь граниты прорывают конгломераты, песчаники (Сп) и зеленые сланцы илдининской свиты (Рt₂). На контакте с гранитами галька конгломератов представлена раскристаллизованными известняками с мозаичной структурой, в цементе содержится, кроме карбоната и кварца, эпидот и появляется гетерогранобластовая структура. Песчаники превращены в кварц-карбонат-эпидотовую породу (до 20% эпидота), имеющую гетерогранобластовую структуру. Породы илдининской свиты на контакте с гранитами превращены в разнообразные роговики (эпидот-пироксеновые, роговики обладают большой асимметричной способностью. На контактах гранодиоритов и диоритов в известняках появляется хлорит и бесцветная слюда. Ширина контактового ореола здесь незначительна (до 1—1,5 м).

Аналогичные контактовые изменения наблюдаются вокруг небольших массивов гранитов в среднем течении р. Топо, в бассейне р. Согэенная и массивов сиенитов в среднем течении р. Согэенная и в вершине р. Топо. На контакте с гранитами в среднем течении р. Топо измененные породы представлены роговиками с гранатом (в сланцеватых пачках) и скарноидного типа породами (в известняках). Мощность этой зоны 10—20 м. Она выражена не везде отчетливо. В тех участках, где контактовые изменения затрагивают низкотемпературные породы (бнотит-хлоритовая фация), контактовый ореол наблюдается хорошо. По южному контакту воздействие гранитов на более высоко-метаморфизованные породы почти не улавливается.

Вокруг массивов сиенитов наблюдается также неширокая контактовая полоса роговиков, скарноидных пород и уплотненных мраморов.

Как видно из сказанного выше, контактовые изменения, вызванные гранитами и сиенитами среднего течения Топо и Согэенной, ничем не отличаются от изменений, наблюдаемых вокруг массивов гранитов, рваших заведомо нижекембрийские отложения. На основании этого, а также сходства химического и минерального состава граниты и сиениты среднего течения Топо и Согэенной относятся авторами условно к витимканскому комплексу. К этому же комплексу условно они относят также сиениты верховья р. Большая и среднего течения р. Альта, так как они имеют одинаковый химический и минеральный состав.

Контактовые изменения, связанные с вышеуказанными интрузивами, имеют характер наложенных процессов, приводящих к

образованию роговиков и скарноидных пород, зона которых накладывается на все фации предыдущих фаз метаморфизма. В участках, где она накладывается на более низкие ступени метаморфизма, контактовые изменения имеют характер прогрессивного метаморфизма, в участках высокой степени метаморфизма (амфиболитовая и альмандин-пироксен-роговообластовая фация) — характер диафореза.

Метаморфические процессы в породах нижнего кембрия. Кембрийские отложения отгораживаются от разнообразных верхнепротерозойских комплексов полным отсутствием признаков широко развитых метаморфических процессов. Наблюдаемые авторами узколокальные изменения приурочены, как правило, к контактам с гранитами, гранодиоритами и описаны выше. В других участках изменения кембрийских пород (частичная раскристаллизация известняков, появление хлорита, серицита) могут быть связаны с зонами многочисленных разрывных нарушений. Из всего изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. В центральной части Баргузинского хребта главную роль в метаморфическом преобразовании пород сыграл контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидами баргузинского комплекса.

2. Выделенные фации контактового метаморфизма позволяют проследить постепенное нарастание метаморфизма при приближении к контактам с гранитоидами баргузинского комплекса.

3. Пересечение контуров фаций метаморфизма со стратиграфическими контурами и прослеживание фаций в различных стратиграфических горизонтах показывает, что процессы контактового метаморфизма были наложены на единую уже сформировавшуюся осадочно-вулканогенную серию, разделяемую на илдининскую и баргузинскую свиты. Возраст баргузинской свиты, как и всего комплекса вулканогенно-осадочных пород, определяется как верхнепротерозойский на основании того, что этот комплекс пород перекрывается со стратиграфическим несогласием фаунистически охарактеризованными породами нижнего кембрия и разрезы его очень близки к разрезам верхнего протерозоя центральной части Икатского хребта и трехчленного байкальского комплекса Западного Прибайкалья.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Характер рельефа описываемого района определяется сочетанием двух противоположных генетических областей: области эрозионного тектонического рельефа и области аккумулятивно-тектонического рельефа.

Распределение этих областей отвечает контурам тектонических депрессий и окружающих их высокогорных поднятий. К первым относятся Баргузинская и Байкальская впадины, ко

вторым — Баргузинский хребет. Крупные вертикальные перемены явились важнейшим рельефообразующим фактором. Впадины сыграли роль местных базисов эрозии, на фоне которых происходило расчленение приподнятого участка.

Область эрозивно-тектонического рельефа в свою очередь подразделяется на средне- и высокогорный альпийский рельеф с преобладанием ледниковых форм (абс. отм. от 1300—1400 до 2700 м) и среднегорный эрозивно-денудационный рельеф со сглаженными формами рельефа (абс. отм. от 1000 до 2000 м).

Область аккумулятивно-тектонического рельефа (Баргузинская впадина) подразделяется на предгорную наклонную равнину, сложенную конусами выноса и флювиогляциальными отложениями; холмистый моренный ландшафт (камь, морены и т. д.); ландшафт современных эрозивно-аккумулятивных форм.

Область эрозивно-тектонического рельефа занимает более $\frac{1}{5}$ площади района и приурочена, как отмечалось выше, к Баргузинскому хребту, имеющему здесь северо-восточное простирание (40°).

Средне- и высокогорный альпийский рельеф с преобладанием ледниковых форм приурочен к центральной части и юго-восточному склону Баргузинского хребта (бассейн рек Агды, Улюгна, верховья рек Кабаньей, Шегнанды, Согённой, Топо). На юго-востоке граница впадины подходит к Баргузинской впадине, отделившись от последней резким тектоническим уступом.

На северо-западе альпийский рельеф постепенно переходит в более сглаженный. Приуроченность альпийского рельефа к юго-восточному склону Баргузинского хребта связана с асимметричным строением последнего. Водораздельная линия между реками бассейна оз. Байкал и притоками р. Баргузин смещена в сторону Баргузинской впадины. Поэтому северо-западный склон более длинный (от 40 до 60 км) и относительно более пологий, юго-западный гораздо короче (от 20 до 30 км) и резко обрывается к долине р. Баргузин. Соответственно сдвинуты и высоты в сторону р. Баргузин. В интервале между верховьями рек Агды и Улюгна они достигают 2500—2714 м над уровнем моря, в то время как наибольшие высоты северо-западного склона колеблются в пределах 2000—2300 м. Все это обусловило более интенсивное расчленение юго-восточного склона и относительно слабое расчленение северо-западного.

Высокогорный альпийский рельеф характеризуется нагромождением острых, часто с отвесными стенками пиков, слогающих как главный, так и второстепенные водоразделы между реками одного и того же бассейна. Относительные превышения вершин над поймами долин здесь составляют 1000—1500 м и более.

Средне- и высокогорный рельеф со сглаженными формами приурочен к северо-западному склону хребта. В отличие от альпийского рельефа здесь наблюдаются выровненные водораздельные пространства с мягкими очертаниями (междуречья Томпуды и Сиригги, частично между реками Томпудой и Согённой, в бассейне р. Бирамья). Реже в этих участках встречаются формы с усеченной плоской вершиной. Такие же сглаженные участки наблюдаются в водораздельной части Баргузинского хребта, образуя перевалы из рек бассейна р. Баргузин в реки бассейна оз. Байкал (перевал из верховий р. Агды в верховьях р. Согённая — левый приток р. Томпуда; перевал из р. Улюгна через ее правый приток р. Нюндю в р. Топо — левый приток р. Томпуда).

Эти перевальные сглаженные участки своим происхождением обязаны ледниковой деятельности. Относительное превышение водораздельных пространств над поймами долин здесь также достигает 1000—1500 м.

Несмотря на указанную контрастность, характерную как для рельефа с альпийскими, так и с более сглаженными формами, легко обнаруживается, что вершины крупнейших водоразделов всюду отгораживаются более или менее выраженной относительной высотой. Колебания абсолютных вершин водоразделов обычно невелики и составляют 200—300 м. Если мысленно соединить эти вершины, то получим слабо волнистую поверхность. Эта поверхность некогда существовала и представляла тот исходный рельеф, на фоне которого происходило развитие современных форм рельефа.

Определяющим элементом области эрозивно-тектонического рельефа являются ледниковые формы, представленные карами, цирками, трогами и карлингами, являющимися стенами мощного оледенения и прекрасно сохранившимися в этой высокогорной области.

Наиболее интенсивное развитие каров наблюдается непосредственно в районе главного водораздела Баргузинского хребта и прилегающих к нему водоразделов рек Шегнанды, Кабанья, Шегнанды — Согённая, Томпуда — Сиригги и водоразделов рек юго-восточного склона. Здесь кары располагаются сплошь вдоль водоразделов. В сторону оз. Байкал насыщенность склонов карами несколько уменьшается. Как правило, кары развиваются по обоим склонам водоразделов, часто соприкасаясь своими верховьями, образуя узкие острые преобладающие водоразделы и карлинги.

Кары располагаются на высоте от 1300 до 1400 м над уровнем моря. Размеры их различны: от небольших в несколько десятков метров до сотен метров, достигая 1,5—2 км в ширину. Глубина каров колеблется в пределах от 300 до 500 м, иногда достигающая и большей величины. Стены каров почти отвесны, сложены, как правило, коренными породами и лишь внизу переходят в более

пологие склоны за счет осыпей. Дно каров большей частью плоское, обрывающееся ступенью вниз к реке. В них имеются устьевые ступени (ригели), чаще не пропленные реками, а на дне их расположены озера, дающие начало рекам и ручьям. Ручьи и реки, пропитывая устьевые ступени, образуют живописные каскады и водопады. Нередко плоское дно каров заболочено. Кары, часто соединяясь, образуют амфитеатры. Дно таких амфитеатров отличается резкой ступенчатостью. Количество таких ступеней достигает иногда пяти, обычно меньше. Ступени разделены ригелями.

Какой-либо закономерности в приуроченности каров к склонам определенной экспозиции не наблюдается. Кары интенсивно развиты как на склонах северной, так и южной экспозиции и отличаются свежестью форм, особенно кары, расположенные на склонах северной экспозиции. Это может свидетельствовать о сравнительно недавнем оледенении, а также о том, что кары и цирки развивались и продолжают развиваться в последнем ледниковое время. В противном случае они были бы разрушены под действием хотя бы одного морозного выветривания.

Материал, образующийся в процессе морозного выветривания, непрерывно транспортируется и выносится в пониженные участки долин. Воды, совершающие эту работу, вместе с этим разрушают коренные породы, осуществляя регрессирую эрозию. Наличие и циркуляция этих вод тесно связаны с развивающимся снежнымиками. Здесь снег начинает таять со дна цирка или кара. На стенках снег часто задерживается до августа месяца, а иногда остается и на следующий год. Воды, образующиеся от таяния снега, выносят большое количество мелкообломочного материала, тогда как верхние части стенок остаются прикрытыми снегом. Вследствие этого цирк или кар развивается своей нижней частью или подошвой, верхние же части уравниваются этот процесс осыпями и обвалами.

На водораздельных пространствах с более сложными формами, являющимися участками накопления фирна и льда, за счет которого питаются ледники долин рек, существенную роль в морфологии их играют «куручавые скалы», бараны льды, экзарационные ванны, часто заполненные водой и превращенные в озера. Как правило, от каров и участков накопления льда начинаются троговые долины, которые являются ложами больших-шинства рек района (Томпуды, Сиригли, Топо, Согэённая, Шенанда, Кабанья, Вирамья, Алта, Сухитке, Улюгна и многие другие более мелкие притоки этих рек). Троги хорошей сохранности имеются в долине р. Алта, у места выхода ее из гор в долину р. Баргузини и у многих более мелких боковых притоков р. Согэённая, верховьях р. Сиригли и др. Лучшая сохранность трогов в боковых потоках объясняется более слабой эрозивной деятельностью, в то время как троговые долины более крупных рек значительно изменены процессами эрозии и денудации

и часто имеют U-образную форму. Во многих трогах хорошо видны плечи (р. Алта и др.). Троги боковых притоков, как правило, висские, их устья открываются над дном главной долины на высоте 100—150, реже 250—300 м.

Большое влияние оледенение оказало на формирование продольных профилей долин, которые почти повсеместно имеют ступенчатое строение. Уступы обычно приурочены к устьевым частям крупных боковых притоков. Часто в верховьях долины широкие и плоские с многочисленными «бараньими лбами», ниже переходят в трог.

В современный период в области эрозивно-тектонического рельефа происходит энергичная водно-эрозивная переработка ледниковых форм долин. Рука рек врезаются в дно трогов, образуя при этом узкие каньоны, коридоры и ущелья. Глубокое врезание наблюдается на перегибах продольного профиля в приустьевых частях долин рек и особенно их притоков. Глубина врезания достигает от 5—10 в верховьях до 50 м в приустьевых частях (реки Алта, Сухитке, Топо и др.). Часто троговые долины превращены в U-образные.

Интенсивность расчленения рельефа ледниковой и эрозивной деятельностью в меньшей степени зависит от состава горных пород и в большей степени от тектоники. Большинство притоков заложено по тектоническим зонам. Разломы были использованы и верховьями многих более крупных рек (верховья рек Алта, Правая и Левая Топо и др.). Надо полагать, что крутой поворот р. Томпуда объясняется приуроченностью ее к разлому.

Несколько отличается среднегорный рельеф, развитый на юго-восточном склоне Баргузинского хребта, между реками Шиберсо и Индикон. Этот участок представляет собой тектонический клин, зажатый между двумя сбросами (см. геологическую карту). Для него характерны мягкие округлые формы рельефа и отсутствие ледниковых форм.

Из второстепенных процессов, влияющих на формирование современной поверхности области, крупная роль принадлежит морозному выветриванию, создающему громадные элювиально-дислоцированные плахи на водоразделах и склонах гор, и «вечной» мерзлоте, способствующей более быстрому разрушению пород на склонах южной экспозиции и консервации возникающих форм на склонах северной экспозиции.

В долинах почти всех крупных рек (Кабанья, Шенанда, Томпуда, Согэённая, Топо, Сиригли, Алта и др.) отчетливо прослеживаются две надпойменные террасы. Высота первой колеблется от 1 до 2 м, второй — от 10 до 30 м. По р. Улюгна отмечаются три террасы: первая высотой до 2 м, вторая 5—6 м, третья 30—40 м. Сложены все террасы преимущественно рыхлым песчано-галечным материалом, часть которого имеет ледниковое происхождение (размытые морены).

Область аккумулятивно-тектонического рельефа занимает около $1/5$ района и территориально приурочена в Баргузинской впадине (абс. отметки от 533 до 935 м).

Предгорная наклонная равнина примыкает непосредственно к тектоническому уступу, разделяющему эрозивно-тектоническую и эрозивно-аккумулятивную области и прослеживается в виде полосы вдоль юго-восточного склона Баргузинского хребта. Ширина ее непостоянна и колеблется от 8 км на юго-западе (низовье р. Алта) до 0,3—0,5 км на северо-востоке, в районе Дыренского источника. Она наклонена в сторону от подножия Баргузинского хребта к пойме р. Баргузин. Угол наклона не постоянный; наибольший наклон наблюдается у подножия склона хребта ($8-10^\circ$); по направлению к пойме р. Баргузина наклон едва достигает $1,5-2^\circ$. Поверхность наклонной равнины расчленена на узлообразные гряды долинами многочисленных рек и ручьев как временных, так и постоянных, стекающих с Баргузинского хребта. Наибольшая интенсивность расчленения наблюдается непосредственно у подножия хребта и постепенно затухает по направлению к пойме р. Баргузин. Равнина сложена многочисленными конусами выноса временных и постоянных водотоков и флювиогляциальными отложениями за счет моренных отложений долин рек, подвергавшихся оледенению.

Холмистый моренный ландшафт пользуется ограниченным простиранием и развит только у места выхода р. Алта из гор. Он представляет собой неправильно всхолмленную поверхность с холмами и грядками и расположенными между ними многочисленными котловинообразными бессточными впадинами. Вдоль склона он прослеживается до 3 км и в сторону долины р. Баргузин до 1 км.

Ландшафт современных эрозивно-аккумулятивных форм охватывает пойму р. Баргузин с комплексом низких террас. Этот рельеф характеризуется ровной, слабо наклоненной поверхностью вниз по течению (на 1 км протяженности реки абсолютная высота уреза воды понижается на 9 м). Незначительный уклон вызывает заболачивание поймы, образование кочкарника и многочисленных озер. Озера (старичьи), зарастая с берегов, образуют торфяники (урочище Олсо).

Мендирование и смена русла рекой приводит к образованию старичьих протоков, что до некоторой степени разнообразит рельеф местности. Сравнительно редко на фоне общей ровной поверхности встречаются возвышения в виде курганов (урочище Олсо, замка Зун-Аян). Высота их от 4—5 (замка Зун-Аян) до 10—15 м (урочище Олсо); форма округлая, овальная, удлиненная вдоль по долине, сложены они суглинком.

Характерно почти полное отсутствие террас в правобережной части. Одна терраса хорошо прослеживается по левобережью р. Баргузин, начиная от южной части площади листа далее на северо-восток до ледника, расположенного юго-восточ-

нее замки Зун-Аян. Высота уступа террасы от 20—22 на юго-западе до 4—5 м на северо-востоке. Поверхность террасы ровная, слегка всхолмленная, с общим повышением в сторону от р. Баргузин. Данная терраса образовалась в результате размыва р. Баргузин приподнятого песчаного массива (верхнего куйтун), представленного плейстоценовыми отложениями, вовлеченного в голоцене в медленное поднятие на крыле Икатского хребта.

Общее распределение выделенных типов рельефа (эрозивно-тектонического и аккумулятивно-тектонического), как и особенности рельефа внутри горной страны, совершенно не отражают пикативных форм древней складчатости и лишь в очень слабой степени зависят от состава горных пород, слагающих тот или иной участок.

Рельеф данной области возник в результате сложных тектонических процессов, характеризующихся сочетанием волнообразных движений земной коры (аркогенез, по Е. В. Павловскому, 1948) с мощными дисъюнктивными нарушениями. Приподнятые участки (Баргузинский хребет) впоследствии подвергались эрозийному расчленению, а участки опусканий стали областями аккумуляций (Баргузинская впадина).

Дифференциальные движения начались на фоне пенепленизированного рельефа, наиболее выравнивание которого приурочено к нижнелетичному возрасту. Первые дифференциальные подвижки происходили в верхнетретичное время с заложением областей поднятий и опусканий. В конце третичного и начале четвертичного времени эти движения усиливаются, приводя в конце концов к формированию высоких гор (до 2700 м) и глубоких впадин (1500—1700 м).

Процесс формирования впадин был длительным и сложным. Вертикальные перемещения дна впадин и горных участков чередовались с длительными остановками, во время которых в горах успевал выработаться достаточно устойчивый рельеф. В частности, в долине р. Верх. Ангара Н. В. Думитрашко (1939) выделяет два уровня денудации с относительной высотой порядка 200—400 и 600—800 м.

Рассматривая строение долин горной области, В. В. Домбровский (1940) отмечает, что история формирования их отличалась значительной сложностью. Наличие многочисленных террас показывает, что углубление долин совершалось не непрерывно, а сопровождалось значительными остановками. Им выделяется пять последовательных этапов понижения базиса эрозии.

В верхнечетвертичное время после формирования впадин и участков поднятия последние были захвачены мощным оледенением, связанным в основном с резким похолоданием.

Последующая верхнечетвертичная история горной области определяется интенсивными процессами водной эрозии и физи-

ческого выветривания, в ряде участков уже уничтоживших характерные черты более древних элементов рельефа.

Впадины на протяжении всего времени являлись областями аккумуляции материала, транспортируемого с горных областей.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды по условиям залегания делятся на воды трещин: а) коры выветривания, б) трещинно-жильные (напорные) в) и воды четвертичных отложений.

Трещинные воды коры выветривания имеют незначительное развитие. Зона выветривания во многих местах законсервирована покрывающими ее вечномерзлыми грунтами, а в обнаженных местах атмосферные осадки, питающие эти воды, вследствие крутизны склонов быстро скатываются в реки и озера. Выходы данных вод имеют дебит до 2 л/мин, местами они проявляются только в виде увлажнения пород в сухое время.

Напорные трещинно-жильные воды связаны с зонами тектонических нарушений и трещинами, благодаря чему они, по-видимому, циркулируют на больших глубинах. Последнее подтверждается высокой температурой и минерализацией воды ряда сероводородных источников, имевшихся в районе. Область питания рассматриваемых вод находится в центральной части Баргузинского хребта, а область разгрузки в более низких местах у подножия гор и в долинах рек. Эти области, вероятно, связаны между собой по принципу сообщающихся сосудов, соединительные каналы которых проходят через большие глубины.

Все сероводородные источники как горячие, так и холодные являются следствием молодых (кайнозойских) тектонических движений земной коры в Байкало-Баргузинской горной области.

Дыренский (Кучитырский) горячий источник, Алдинский, Сорзэнский, Улутинский холодные источники расположены вблизи региональных тектонических разломов.

Ряд холодных источников отмечается в долине рек Улутна и Нондо, приуроченных к контакту кристаллических известняков с амфиболовыми гнейсами. Дебит до 3 л/сек. Все рассматриваемые источники расположены на юго-восточном склоне Баргузинского хребта. Северо-западный склон Баргузинского хребта беден выходами горячих и холодных источников.

Трещинно-жильные воды в горной части района появляются также в виде нисходящих источников, имеющих повсеместное распространение. Наиболее крупные выходы встречаются в бассейнах рек Алта и Бирамьа, приуроченные к многочленным разломам. Обычно воды выбивают из тектонических трещин на крутых склонах, из рыхлых отложений в нижней части обнаженных склонов. Дебит их не более 5 л/мин. Вода холодная, пресная, без запаха, бесцветная и прозрачная.

Воды четвертичных отложений распространены в долинах рек, на пологих склонах, плоских водоразделах и озерных котловинах. Приурочены к аллювиальным отложениям, в меньшей мере к ледниковым, элювиально-дислоциальным отложениям.

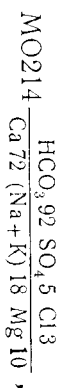
Благодаря хорошей фильтрации рыхлых отложений часто вода в некоторых местах исчезает, уходя под наносы (сухие русла р. Ендыхы, устьевые части боковых притоков рек Томпу-да, Алта и Вол. Карлусы). На режим описываемых вод оказывает влияние вечная мерзлота. Наиболее активно грунтовые воды действуют в теплое время года, когда оттаивает мерзлый слой, в то время как зимой большая часть рыхлых отложений промерзает и выключается из водообмена. Грунтовые воды относятся к надмерзлотным. Запас грунтовых вод пополняется за счет атмосферных осадков и поверхностных водотоков, а также за счет трещинных вод и таяния снежников. Водопольем для грунтовых вод служит поверхность вечной мерзлоты, залегающей на глубинах от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м.

В Баргузинской впадине водопольем служит простой глинистый пород. У крупных рек имеются русловые и подрусьевые талики, поэтому «вечная» мерзлота залегает глубже. В случае неглубокого залегания «вечной» мерзлоты развиты явления заболачивания в долинах рек, на пологих склонах и плоских водоразделах. Большое количество болот пойменного типа находится в долине р. Баргузин. Их образование связано с весенними разливами.

Выходы грунтовых вод обычно наблюдаются на склонах и у подножия долин и гор в виде родников, мочакин и болот с различным дебитом. Глубина залегания грунтовых вод в Баргузинской впадине равна 15—20 м, в колодцах в пос. Алта, но дебит воды небольшой, так что потребности населения удовлетворяться не полностью. Результатом взаимодействия грунтовых вод и сезонной мерзлоты является группа озер, расположенных в правобережной части Баргузинской впадины, в 3—4 км к юго-западу от Дыренского источника. Озера имеют овальную форму, глубиной до 1,5 м. Дно сложено илом. По берегам озер часто встречаются бугры высотой до нескольких метров, диаметром 20—30 м, с концентрическими крутопадающими трещинами, наклоненными внутрь. Бугры сложены бурым суглинком, покрытым слоем почвы. По мнению авторов, эти бугры являются результатом зимнего промерзания слоя грунта в условиях давления и распределения увлажненного грунта при его замерзании при водито к выпучиванию покровки из рыхлых отложений над таликами. Нужно отметить, что описываемый участок находится частью в зоне регионального тектонического разлома. Отсюда следует, что грунтовые воды на глубине могут питаться водами горячих сероводородных источников.

Проблема водоснабжения в районе разрешается сравнительно легко, так как всюду имеются реки, ручьи, озера с достаточным дебитом. В пределах Баргузинской впадины богато обильно крупных поверхностных водосмов и наличию колодезь водоснабжение не вызывает затруднений. Поверхностные и подземные воды в горной части района отвечают требованиям санитарии: имеют хорошие вкусовые качества, не заражены и не заражены болезнетворными организмами.

Подземные воды Баргузинской впадины в санитарном отношении также хорошего качества, так как они залегают глубоко, подверглись фильтрации и очищению. Например, анализ пробы, взятой в болотистой местности из источника ручья, протекающего на участке Дыренинского источника, дал следующие результаты: химический состав по Курлову характеризуется формулой



ионы NH_4 , NO_3 , NO_2 , CO_3 , а также H_2 не обнаружены. Вода без цвета, без запаха и без осадка. Жесткость общая 7,46°, устанимая 4,20°, постоянная 3,26° нем. град., $\text{pH} = 7,6$.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Гостеоиздат, 1951.
- Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк Верхнеангарской котловины. Тр. ин-та геогр. вып. XXXI, 1939.
- Думитрашко А. Н. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Тр. ин-та геогр. АН СССР, 9, 1952.
- Заварицкий А. Н. О пематитах как образованных промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всерос. минерал. общ., II сер., часть 76, 1947.
- Заварицкий А. Н. Изверженные породы. Изд. АН СССР, 1955.
- Зегебарт Д. К. Структуры Витимо-Байкальского региона. Сб. матер. по геологии золота и платины. Вып. 3, 1948.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 12, 1940.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основн. пробл. в учении о магматогенных рудных месторождениях. 1955.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архей Вост. Сибири. Тр. ин-та геол. АН СССР, вып. 61, петрогр. сер., № 21, 1945.
- Коржинский Д. С. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья, Сибирская экскурсия Вост. Сибири. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 5, М. ОНТИ, 1940.
- Котульский В. К. Геологические исследования в северо-западной части Баргузинского округа в 1911 г. Геол. исслед. в золотодобыв. обл. Сибири, вып. IX, 1913.
- Ладохин Н. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта. Матер. по изучению проназойательных сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 1, Улан-Удэ, 1954.
- Лопатин И. А. Краткий отчет о действиях Витимской экспедиции в 1865 г. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. IX-X, отд. II, 1867.
- Миткевич-Волчанский Е. Отчет о геологических исследованиях месторождения медных руд по р. Намане. Геол. исслед. в золотодобыв. обл. Сибири, Ленский район, вып. IX, 1913.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период II.
- Обручев В. А. Геология Сибири, том I, изд. 1935 г.
- Оленев А. И. Некоторые новые данные о рельефе северо-западного Забайкалья. Изв. Всес. геогр. об-ва, том 85, вып. 5, 1953.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, геол. сер., № 5, 1948.

Павловский Е. В., Хренов П. М., Белченко В. Г. Древние толщи Баруэнно-Витимского района Забайкалья. Вопросы геол. Азии, т. 1, 1954.

Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Геологиздат, 1954.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. Геологиздат, 1952.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. литерат., 1951.

Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Вост. Сибири. (Вып. геол. Азии) т. II, 1955.

Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ, М., 1934.

Хренов П. М. Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы метатогенеза. Матер. по изуч. провинц. БМАССР, вып. 3, 1957.

Шахварстова К. А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., вып. 23(5), 1948.

Шахварстова К. А. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. Очерк по геолог. Сибири, вып. 7, 1954.

Шобогоров П. Ч. Новая находка кембрийской фауны в метаморфической серии Байкальской горной области. АН СССР, т. 106, № 3, 1956.

Яценко А. А. Об оглавлении Байкальской горной области. Вопр. геогр., сб. 21, 1950.

Фондовые материалы

Аверьянов В. А., Салоп Л. И. Геологический отчет Восточно-Байкальской партии 1939 г. Фонды ИГУ, 1940.

Аверьянов В. А. Отчет Чивыркуйской геологосъемочной партии. 1940—1941 гг. Фонды ИГУ.

Бочков Д. А. Отчет о геологопоисковых работах по Укокиту. Фонды ИГУ 1936.

Быстров П. В. Отчет о геологопоисковых работах по р. Намаме и вершинам рек Нялони и Анаджана в 1936 г. Фонды ИГУ.

Гусева А. К. Полезные ископаемые Баруэнской тайги. Фонды ИГУ, 1940.

Гурулев С. А., Каницкий В. Л. и др. Геологическое строение Наманского рудного района (отчет геологосъемочных работ Чивыркуйской и Нялониной партий за 1933 г.). Фонды ИГУ, 1954.

Домбровский В. В., Гусева А. К. Ангаро-Баруэнская горная страна. Отчет о работах Верхнеангарской партии 1939 г. Фонды ИГУ, 1940.

Замарев С. М., Максимов И. И. Геологическое строение срединной части Баруэнской впадины (отчет о результатах работ Баруэнской геолого-геоморфологической партии за 1953—1954 гг.). Фонды ИГУ.

Колесников А. В., Анисимова З. М. Геологическое строение и полезные ископаемые Баруэнского хребта в бассейнах рек Томуды, Аты, Сухитке и др. Фонды ИГУ, 1957.

Козулина И. М., Самарский В. А. Отчет о результатах работ в бассейне верхних течений рек Светлой, Томуды и Фролки (Северо-Байкальская партия, 1950 г.). Фонды ИГУ.

Каницкий В. Л., Цыренов Д. Ц. Геологическое строение бассейна реки Нялони (отчет Катерской партии за 1954 г.). Фонды ИГУ.

Салоп Л. И. Геологические исследования в Ангаро-Баруэнской партии за 1947 г. Фонды ИГУ, 1948.

Самарский В. А. Отчет о результатах геологоразведочных работ в районе рек Томуды и Улюна (Чивыркуйская геологопоисковая партия, 1950 г.). Фонды ИГУ, 1951.

Сасим П. С. Геология и минералогия редких и рассеянных элементов. Фонды ИГУ, 1957.

Фомин Н. И., Шербинин И. И., Кокких Ф. С. Геологическое строение бассейнов рек Намамы, Улюна, Бирамбы и правобережья верхнего течения р. Баруэн (Отчет Верхне-Баруэнской геологосъемочной партии за 1946 г.). Фонды ИГУ, 1947.

Фомин Н. И., Гурулев С. А. и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ Наманской партии за 1951—1955 гг. Фонды ИГУ, 1956.

Худорожков. Геологопоисковые работы на золото в системе р. Нялони. Полевой отчет Верхне-Ангарской партии в 1935 г. Фонды ИГУ.

Шобогоров П. Ч., Гига В. М. Геологическое строение бассейна р. Бирамбы (отчет Бирамбынской партии за 1954 г.). Фонды ИГУ, 1955.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	9
Архей	10
Верхний протерозой	12
Кембрий	19
Четвертичные отложения	24
Интрузивные образования	26
Тектоника	42
Метаморфизм	48
Геоморфология	59
Подземные воды	66
Литература	69

Геологическая карта СССР
 масштаб 1 : 200 000 Серия Прибайкальская

Лист N-49-IX Объяснительная записка

Редактор издательства *Т. И. Малис*
 Технич. редактор *В. В. Быкова* Корректор *Р. Т. Хвостова*

Подписано к печати 4/II-1960 г. Уч.-изд. л. 4,52.
 Формат бумаги 60×92/16 Бум. л. 2,25. Печ. л. 4,5. Зак. 03574
 Тираж 300

Картофабрика Госгеолтехиздата