

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
Бурятское геологическое управление

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

КАРТА СССР

Масштаба 1:200 000

серии Прибайкальская

Лист N-49-IV

ОБЪЯВИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

С о с т а в и л : П.Ч. Цобогоров
Р е д а к т о р : П.М. Хренов

Утверждена научно-редакционным советом ВСГПИ
16 мая 1959 г. протокол № 20



Государственное научно-техническое издательство
литературы по геологии и охране недр
Москва 1960

В В Е Д Е Н И Е

Территория листа N-49-IV входит в состав Северо-Байкальского и частично Курумканского районов Бурятской АССР. Границы его определяются географическими координатами: 55°20' - 56°00' с.ш. и 111°00' - 112°00' в.д. от Тривьича.

Главными орографическими единицами на территории листа являются Северо-Муйский и Баргузинский хребты, Баргузинское нагорье и Верхне-Ангарская впадина (южная часть). Хребты протягиваются с юго-запада на северо-восток и являются продолжением один другого. К северу их пологие склоны спускаются в Верхне-Ангарскую впадину, на юго-востоке района хребты сменяются Баргузинским нагорьем.

Северо-Муйский хребет, имеющий абсолютные отметки 2000-2561 м, характеризуется ледниковыми формами рельефа, представленными карлингами, карами и тротами. Баргузинский хребет служит водоразделом между реками Светлая и Намада и также отличается резкой расчлененностью и ледниковыми формами. Баргузинское нагорье занимает почти всю юго-восточную половину листа. В отличие от хребтов здесь водораздельные гребни не имеют сколько-нибудь определенной ориентировки. Большая часть нагорья характеризуется среднегорным рельефом с абсолютными отметками водоразделов в пределах 1700-1900 м. Верхне-Ангарская впадина представляет собой обширную заболоченную равнину, окаймленную с юга Северо-Муйским хребтом. Минимальная абсолютная отметка ее в пределах листа равна 465 м. В паводковые периоды большинство рек, ручьев и озер выходящие из берегов, затопляют низкую пойму и образуют обширную водную поверхность.

Реки района относятся к системе двух крупных рек - Верхней Ангары и Баргузина. К первой относятся: Котера, Нандоли с ее притоками - Богодикта, Ингижан, Инамакит, Нерунда, Ус-мун, Уколкит, Инорагда и др., а также реки, выходящие в Верхне-Ангарскую впадину - Срамная, Амнунда, Ауникиня, Туккогали

и др. Кроме того, к системе Верхней Ангары относятся р. Светлая с ее правыми притоками — Наммой, Огеми, Улой и др. Реки Верхняя Ангара и Котера в пределах впадины судорожны — по ним курсирует катера с грузами; остальные реки — типичные горные. Система Баргузина в изучаемом районе представляется Баргузином и его притоками — Сининдой, Ковыктой, Эдокигом и другими более мелкими.

Климат района резко континентальный, типичный для северных широт Восточной Сибири. Характерно развитие сплошной многолетней мерзлоты. Высокогорный рельеф обуславливает зональность микроклимата и ярусное развитие различных типов растительности.

На площади листа имеются три населенных пункта — дер. Ченча, пос. Верхне-Ангарск и дер. Дилжкорн, расположенные по южному борту Верхне-Ангарской впадины. Кроме того, имеются заброшенные золотые прииски — Яксай, Богоджита, Щука и Красный. Местное население составляют русские, эвенки и буряты. Основным занятием жителей является рыболовство и охота. Земледелие и скотоводство развито слабо. Транспорт в пределах впадины речной и в горной части района вычужный (конный и олений).

Т е о л о г и ч е с к и е и с с л е д о в а н и я района начались со второй половины прошлого века и осуществялись вплоть до последнего времени с большими перерывами.

К самому раннему периоду (середина и конец XIX в. и первая четверть XX в.) относятся работы, проводившиеся на Наминском медном месторождении К.А.Медведем (1867-1872), М.А.Номейским (1899) и Е.Миткевич-Волчасским (1911)¹. Отдельные маршрутные исследования проводили В.К.Котульский (1906-1911), а также Н.Тригорьевский (1890) и П.В.Половников (1910) по Верхней Ангаре. В.Н.Захаровым (1911) были проведены поисковые работы на золото по рекам Котера и Няндоли. Финский геолог П.Эскола (1914) изучал метаморфические толщи в верховьях р. Баргузина.

¹ Месторождение находится на расстоянии 1,5 км к западу от территории описываемого листа по кл. Октокигу, левому берегу р. Наммы.

С тридцатых годов текущего столетия начался второй период в истории исследования этого района, в этот период работы проводились исключительно в целях поисков золотороссыпей. В 1935-1936 гг. работами А.Ф.Ли, Д.М.Корытовой, Д.А.Бочкова, П.Быстрова, Худорожкова¹ была установлена слабая золотороссыпь рыхлых пород в системах рек Наммы и Няндоли.

С конца 30-х и начала 40-х годов в районе проводились площадные геологические съемки и поисково-съемочные работы.

В 1939 г. В.В.Домбровский провел геологическую съемку масштаба 1:1 000 000 и впервые для Ангаро-Баргузинской горной страны дал довольно стройную стратиграфическую схему. Все осадочно-метаморфические породы он подразделил на следующие свиты (снизу вверх): 1) баргузинскую — кристаллические известняки, сланцы, тнейсы архая; 2) няндолинскую-слабоэста-морфизованные сланцы с прослоями известняков, протерозойского возраста; 3) уюкликскую — конгломераты, песчаники и сланцы нижнего кембрия; 4) биральинскую — известняки с прослоями сланцев, датированные средним кембрем.

Изверженные породы схематично подразделены на интрузии основных и кислых пород. При этом среди основных пород (габбро, диабазы и амфиболиты) выделяются архейские и верхнепротерозойские, а среди гранитоидов — докембрийские и посткембрийские.

В 1946 г. в верховьях рек Баргузина, Наммы и Улюгны проводил геологическую съемку в масштабе 1:200 000 Н.И.Фомин (1946)². Он в основном придерживался взглядов В.В.Домбровского и лишь уточнил его схему стратиграфии. Слабым местом в схеме В.В.Домбровского и Н.И.Фомина было взаимоотношение баргузинской и няндолинской свит. Они ошибочно объединили высокоэстаморфизованные породы няндолинской и баргузинской свит в баргузинскую свиту и считали их самыми низами разреза, при-

¹ В отчетах инициалы авторов не приводятся.

² На территории описываемого листа заходит лишь небольшой участок площади работ Н.И.Фомина.

своем сикте архейский (В.В. Домбровский) или нижнепротерозойский (Н.И. Фолин) возраст.

Этот существенный недостаток в схеме стратиграфии В.В. Домбровского и Н.И. Фолина устранит Л.И. Салоп (1947), предложивший геологическую съемку в масштабе 1:500 000 в между-речье Верхней Ангары и Баргузиня. По Л.И. Салопу, стратиграфически ровные толщи представлены двумя формациями: кагерской ($Pt_1 - Pt_2$) и коларской ($Pt_2 - Sm$), разделенными угловыми и стратиграфическим несогласием. В составе кагерской формации он выделяет следующие свиты (снизу вверх): 1) уклонитскую - метаморфизованные туфогенные породы; 2) анджанскую - разнообразные метаморфические сланцы с прослоями известняков; 3) нандинскую - известняки; 4) инчуйскую - серпидиновые сланцы с порфиристыми сидеритами. Коларская формация состоит из трех свит: 1) турикской - конгломераты; 2) тукодальской - доломиты; 3) молчонской - глинистые и мергельные сланцы.

Изверженные породы района были сгруппированы в несколько магматических комплексов, связанных с тремя этапами тектонеза.

Л.И. Салоп вопреки представлениям В.В. Домбровского и Н.И. Фолина установил, что баргузинская свита моложе, чем нандинская, а более высокий метаморфизм пород баргузинской свиты обусловлен внедрением гранитоидов баргузинского комплекса.

С 1951 по 1955 г. на Намминском месторождении и на прилегающих к нему площадях проводились поисково-разведочные и поисково-съемочные работы. С целью поисков и прослеживания структур Намминского полиметаллического месторождения в 1953 г. под руководством С.А. Турдуева и В.Д. Каницкого в верховьях р. Нандини и в бассейне р. Намыя были выполнены поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000. В результате проведенных работ авторы дали новую стратиграфическую схему (снизу вверх):

1. Послекремни Л.И. Салоп (1958) и геологами Иркутского геологического управления анджанская свита была переименована в нандинскую, а нандинская в баргузинскую.

1) Намминская свита (Pt_1), состоящая из двух горизонтов: а) карбонат-кварцево-хлоритовые, актинолит-хлоритовые и актинолитовые сланцы, б) известняки, песчаники и кальцифиры; 2) нандинская свита (Pt_2), состоящая из трех горизонтов: а) конгломераты и полимиктовые песчаники, б) известняки, в) разнообразие метаморфизованные сланцы; 3) баргузинская свита (Pt_2) - мраморы, тнейсы, кварциты.

Указанные исследователи выделяют магматические циклы - нижнепротерозойский, верхнепротерозойский и условно мезозойский.

Мы полагаем, что в стратиграфической схеме С.А. Турдуева и других авторов ошибочно выделена несколько своеобразно метаморфизованная часть разреза уклонитской свиты, названная Намминской свитой. Кроме того, в этой схеме толща базальных конгломератов и доломитов, в которой впоследствии была найдена кембрийская фауна, безосновательно помещена в низы нандинской свиты.

В 1954 г. поисково-съемочные работы в масштабе 1:50 000 проводили в бассейне р. Нандини В.Д. Каницкий. Автор этой работы придерживался стратиграфической схемы С.А. Турдуева и др. (1953).

В результате обработки всех материалов, полученных при проведении поисковых и поисково-разведочных работ в районе Намминского месторождения за период с 1951 по 1955 г.,

Н.И. Фолиным и С.А. Турдуевым был написан сводный отчет (1955). При описании геологии месторождения они придерживались стратиграфической схемы С.А. Турдуева с учетом данных П.Ч. Шоботова (1954) о находке фауны. Характеризуя металлогеническую рацию, авторы дали геологопромышленную оценку Намминского месторождения и других рудопроявлений.

Большая часть площадей настоящего листа, ранее закартированная в масштабе 1:1 000 000 (Домбровский, 1939) и в масштабе 1:500 000 (Салоп, 1948), автором настоящей записки в 1955-1956 гг. была перекрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000. Материалы последней съемки были обобщены в двух отчетах (Шоботов и др. 1956 и 1958). Кроме того, в 1957 г. были проведены контрольно-узнавочные маршруты.

При составлении листа N-49-IV были использованы материалы:

- 1) П.Ч.Шоботорова, А.П.Таскина, Д.Ц.Циренова и др., проводивших геологическую съемку масштаба 1:200 000 в 1955-1956 гг. на площади 3800 км², а также материал, полученный при проведении контрольно-увязочных маршрутов в 1957 г. (полностью).
- 2) С.А.Гургуева, В.Д.Каницкого и др. (1953), проводивших поисково-съемочные работы в масштабе 1:50 000 в бассейне р.Намани и в верховьях р.Нандони.
- 3) В.Д.Каницкого и Д.Ц.Циренова (1954), проводивших геологическую съемку масштаба 1:50 000 в бассейне среднего и нижнего течений р.Нандони.
4. Материалы поисково-разведочных работ Намантинской партии ИГУ за 1951-55 гг., обобщенные Н.И.Фоминим и С.А.Гургуевым (1955) использованы для составления карты полезных ископаемых.
5. Материалы по результатам работ Баргузинской партии за 1947 г. (Салоп, 1948).

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие почти в равной степени осадочно-метаморфические образования, рыхлые четвертичные отложения и интрузивные породы. Осадочно-метаморфические породы представлены двумя возрастными группами - верхнепротерозойской и нижнекембрийской, разделенными между собой угловым и стратиграфическим несогласием.

Стратиграфический разрез района следующий (снизу вверх):

I. В е р х н и й п р о т е р о з о и

- а) уколкитская свита (Pt₂ uc) - метаморфизованные туфы, туфопесчанники с прослоями сланцев, реже известняков;
- б) нандонинская свита (Pt₂ nd) - сланцы, филлиты с прослоями известняков и туфов; в зоне высококого метаморфизма - гнейсы, сланцы и кварциты с прослоями мраморов;
- в) баргузинская свита (Pt₂ br) - известняки с пачками серпикт-хлоритовых, углистых и других сланцев, а в зонах высшего метаморфизма - мраморы с пачками гнейсов и кварцитов.

Переслаив. угловое несогласие.

II. Н и ж н и й к е м б р и и

- а) туркская свита (Sm₁ tr) - конгломераты, гравелиты, крупно- и среднезернистые песчаники, сланцы, мергели и линзы доломитов;
 - б) биральинская свита (Sm₁ br) - доломитизированные известняки и доломиты;
 - в) ирданданская свита (Sm₁₋₂ ir) - карбонатные конгломераты с прослоями и линзами карбонатных пород и песчаников.
- III. Ч е т в е р т и ч н а я с и с т е м а
- а) верхний отдел (Q₃),
 - б) современный отдел (Q₄).

В е р х н и й п р о т е р о з о и

Верхнепротерозойские осадочно-метаморфические породы занимают около половины площади листа. Такое широкое распространение их и довольно хорошая обнаженность дает возможность составить сравнительно полный стратиграфический разрез верхнего протерозоя. Детальные разрезы были изучены по рекам Нандони и Ингиджанду (см. карту), по р.Нерунгиде и по водоразделу Нерунгиды и Баргузина.

УКОЛКИТСКАЯ СВИТА (Pt₂ uc)

Породы уколкитской свиты являются самими древними образованиями в районе. Они развиты в северо-западной половине территории листа - в Баргузинском и Северо-Муйском хребтах и по левобережью р.Верхней Ангары. Породы прорваны крупными интрузивными гранитоидов витиканского комплекса, слаты в сложенные складки и метаморфизованы. Наиболее полно разрез уколкитской свиты представлен в бассейне рек Амнунды, Улгта, Огеми и по левобережью среднего течения р.Нандони. Основание уколкитской свиты в районе неизвестно.

В бассейне р.Амнунды разрез начинается с однообразных туфовых песчаников и сланцев толщиной мощностью около 0,7 - 1,0 км. Выше, среди туфовых пород, появляются то маломощные, (измеряющиеся долгами метров), то довольно мощные (в несколько десятков метров) тела плотных зеленокаменных пород - метадор-

физованных эффузивов основного и среднего состава. Последнее, часто переслаиваясь с туфами, образует горизонт мощностью до 400-450 м. В разрезе эффузивы имеют явно подчиненное значение. Еще выше залегает толща однообразных ортовокаванных туфов, туфопесчаников и туфосланцев с видимой мощностью не менее 1,2-1,5 км.

В бассейне рек Умуга и Огеми, в провале кровли гранитного массива, разрез уюклитской свиты начинается с горизонта, в котором ороговикованные туфы переслаиваются с редкими сильно измененными покровными эффузивов основного состава. Видимая мощность горизонта составляет 200-250 м. К северозападу (вниз по р. Умуг) и к югу (вниз по р. Огеми) на порогах этого горизонта залегает толща ороговикованных туфов, туфопесчаников и туфобрекчий. Мощность ее примерно 0,5-0,6 км. Выше, среди туфогенных пород, появляются известняки в виде редких маломощных линзовидных прослоев (очень редко достигающих 50 м). Обычно эти прослой и линзы имеют мощность от долей метра до 5-7 м. Обшая видимая мощность осадочно-туфогенных метаморфических пород здесь превышает 1,5 км.

Породы нижней части разреза уюклитской свиты отмечены также на левом склоне долины р. Светлой и на г. Кодоун. В последних двух случаях разрез начинается туфами, переслаиваясь с эффузивами, образующими в целом горизонт мощностью 1 км. Эффузивы количественно резко преобладают над туфами. В бассейне рек Нандони и Уюккита мощная (не менее 1,5 км) толща туфогенных пород с прослоями и линзами сланцев и известняков согласно перекрывается образцовыми нандонинской свиты.

Таким образом, уюклитская свита в основном представляет туфогенными породами. В нижней части разреза среди туфов залегает эффузивы, а в более верхней — прослой известняков и парасланцев. Обшая видимая мощность свиты не менее 3,0 км.

Туфы, туфогенные песчаники и сланцы внешне имеют облик то светло-, то темно-серых, зеленоватых и буроватых пород массивной или сланцеватой, а иногда гонкостолстой текстурой. Туфогенная природа этих пород микроскопически обнаруживается неотчетливо. Туфы имеют кристаллокластическую или

кластокристаллическую структуру. Текстура, как правило, массивная, реже сланцевая. Составляют они из обломочного и цементирующего материала. Обломки имеют угловатую, реже округлую форму и представлены перекристаллизованным плагиоклазом с простыми двойниками (альбитом) и кварцем. Цементирующий материал состоит из тонкой перекристаллизованной массы хлорит-кварцево-полевошпатового состава. Иногда присутствует серицит.

Туфовые сланцы отличаются от туфов сланцеватой текстурой. Структура их часто переходная от кристаллолигнокластической к микролигнокластической с элементами порфиробластовой. Последняя обусловлена кинеморфными зернами плагиоклаза и обломки эффузивных пород. Основная масса перекристаллизована и превращена в мелкозернистый агрегат кварц-полевошпатового состава. Полевой шпат часто почти полностью замещен хлоритом и серицитом, иногда карбонатом.

Туфопесчаники (туффиты) — это слоистые и зернистые породы с относительно малым содержанием вулканического материала. Структура туфопесчаников псаммитовая, алевролитовая, иногда литокластическая. Цемент их представлен серпигитизированным, часто хлоритизированным тонкозернистым материалом. Наблюдается постепенный переход от туфопесчаников к нормальным осадочным песчаникам и сланцам.

Довольно часто среди туфов и туфопесчаников залегает трубообломочные их разновидности — туфобрекчий. Форма тел и размеры их весьма разнообразны. Обычно туфобрекчий образуют неправильные линзовидные тела, часто выклинивающиеся, образующие местные несогласия и резкие фациальные переходы в туфы. Наибольшее развитие туфобрекчий имеют на водоразделах рек Турик и Котера, Усун и Туюкали, Умуг и Огеми. Размеры обломков в туфобрекчий изменяются от 0,2 до 3,5 см. В обломках встречаются диабазовые порфиры, диабазы, миндалекаменные порфиры, эпидотизированные и хлоритизированные сланцы, форма их угловатая, либо округлая. Цемент туфобрекчий представлен туфогенным материалом и составляет от 40-50% до 80-90% пород. Как по крупности, так и по форме обломки не отсортированы.

Эффузивы и в н, как отмечалось ранее, тяготеют к низам видимого разреза уюклитской свиты и выходят, как пра-

вило, в наиболее глубоко эродированных участках антеклинальных структур. Эффективы сильно изменены и мало отличаются от ороговисованных плотных туфов. Следует отметить, что эти породы очень близки к метаморфизованным диабазам, а местами переходят в них.

Метаморфизованные диабазы в свою очередь имеют пространственную и, по-видимому, генетическую связь с некоторыми более массивными и трубоверхностями диабазами, табор-диабазами и диоритпорфиритами, залегающими в виде пластовых интрузий (силлов).

Эффективные породы представляются диабазовыми порфиритами, диабазами, миндалекаменными порфиритами (спилитами), амфиболитами, серицит-хлоритовыми, эпидотовыми и другими ортослапцевыми. Все эти разновидности отмечены как в коренных выходах, так и в обломках туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Они тесно связаны между собой и, по-видимому, имеют взаимопереходы.

Диабазовые порфириты отличаются плотным афанитовым сложением основной массы. Под микроскопом они имеют порфиритовую структуру с пилотакитовой структурой основной массы. Текстура их массивная или флуктуационная. Основная масса породы сложена тесно сожнутыми микролитами альбита, среди которых наблюдаются вторичные минералы, представляющие карбонатом, хлоритом, серицитом, реже амфиболом. В основной массе присутствуют полностью разложившиеся фенокристаллы оливина, тироксена и плагноклаза, определяющиеся лишь по их сохранившимся формам.

Диабазы — плотные, темные, чаще зеленоватые породы с массивной, иногда сланцеватой текстурой. Они обладают диабазовой иногда фитоидной структурой, выражающейся в резком лиморфизме плагноклаза. Плагноклаз часто альбитизирован, ассоциирован, иногда амфиболитизирован. По пироксену развиваются хлорит и роговая обманка. В более основных разновидностях хлорит, на присутствие которого указывают формы псевдоморфоз. Из акцессорных минералов отмечен рудный минерал (титанокапнетит), имеющий сторочку сфена. Часто процесс амфиболитизации развит настолько сильно, что породы превращаются в ортоамфиболит. Однако необходимо отметить, что значительная часть диабазов, особенно их полнокристаллические

средне- и мелкозернистые разновидности, относятся к интрузивным образованиям.

Миндалекаменные порфириты (спилиты) являются разновидностью диабазовых порфиритов и внешне почти не отличаются от описанных выше диабазов. Они имеют миндалекаменную структуру, структура основной массы пилотакитовая. Текстура порою флуктуационная. Основная масса порою сложена мелкими микролитами альбита и волокноподобными листочками хлорита, расположенными с довольно заметной параллельной ориентировкой. Среди основной массы видны круглые и овальные миндалины, выполненные халцедоном, иногда хлоритом и карбонатом. Диаметр их 0,7-0,8 мм. Из вторичных минералов, кроме хлорита и карбоната, присутствуют лейкоксен и лимонит, которые образовались за счет титанокапнетита и ильменита. Последние присутствуют в довольно значительных количествах (до 2%). В бассейнах р. Амгунди (Шобогоров и др. 1955) и среднего течения р. Намы (Гурлев и др. 1953) отмечена шаровая текстура порфиритов, что может указывать на подводящее излияние этого порою. Последним обстоятельством также можно объяснить значительную альбитизацию плагноклаза и превращение первичных базальтов в спилитоподобные породы или настоящие спилиты.

Амфиболовые, серицит-хлоритовые, эпидотовые и другие ортослапцы являются наиболее сильно измененными разновидностями описанных выше диабазов, порфиритов и т.д., совершенно утраченных реликты первичной структуры и состава. Ортосланцы внешне почти не отличаются от вмещающих туфов и туфосланцев. Под микроскопом в ортослапцах обнаруживаются гранобластовая, лепидогранобластовая, нематогранобластовая структура. В них различается основная перекристаллизованная масса кварц-хлорит-серицитового состава, с преобладанием то одного, то другого минерала. В ортослапцах сохранились правильные таблички альбитизированного плагноклаза. Характерно повышение количества сфена и лейкоксена за счет титанокапнетита.

Кроме пород вулканического происхождения в разрезе Угольгитской свиты, особенно в ее верхах, отлагаются прослойки и линзы известняков и парасланцев, аналогичные таковым впадинской свиты.

Все породы уколкитской свиты подверглись процессам деградации, а вблизи гранитоидов вытмеканского комплекса — процессам контактового метаморфизма. Первый привел к повсеместной серцитизации, хлоритизации и пиритизации пород. В результате контактового метаморфизма породы уколкитской свиты метаморфизованы до состояния оротовикованных пород и роговиков.

Туфогенные породы в верхах разреза уколкитской свиты фашиально (по простиранию и выцвет простирания) замещаются нормально-осадочными образованиями.

ННДИОНИНСКАЯ СВИТА (Рt₂ пл)

Породы этой свиты в районе представлены наиболее полно и развиты в основном по правобережью р. Нндюни, в бассейнах рек Котеры, Уколкита, Сининды и Умукана.

Резкой границей между породами уколкитской и нндюнинской свит нет. Очень трудно, а порой невозможно отличить в поле туфогенные породы уколкитской свиты от однаково метаморфизованных паропород нндюнинской свиты. Граница между двумя свитами часто проводится примерно там, где туфогенные породы утрачивают значение и явно доминируют паропороды.

Нормальный разрез нндюнинской свиты изучен по рекам Антлдан, Инамекит и по водоразделам между реками Сергико и Акумакит. Изученные разрезы схожи между собой.

По р. Интлдан туфогенные песчаники и сланцы уколкитской свиты постепенно сменяются серцит-хлоритовыми, кварц-карбонатными и другими парасланцами нндюнинской свиты. Постепенная смена выражается, во-первых, в уменьшении количества обломочного туфогенного материала в составе самих пород и, во-вторых, в уменьшении количества прослоев и линз туфогенных песчаников и сланцев вверх по разрезу. Вверх по р. Интлдан в сторону Баргузин-Катерского синклинория, в основном жав в сторону Баргузин-Катерского синклинория, в основном нндюнинской свиты (до 0,5 км), отменяется редкие линзы туфосланцев. Выше, в интервале мощности от 0,5 до 0,7 км, среди серцит-хлоритовых, кварц-серцитовых и других сланцев отмечен ряд пропластков серых и черных мелкозернистых, иногда разнородных известняков. Мощность отдельных пропластков достигает 15-20 м, но обычно не превышает 1-5 м. Еще выше, в интервале мощности 0,7-1,8 км, свита сложена равнооб-

разными серцитовыми, хлоритовыми, кварц-карбонатными сланцами и песчаниками. В бортах долины р. Интлдан несколько выше устья р. Кутчена, среди разнообразных, преимущественно кварц-серцитовых сланцев, отмечены участки пропластки темных-серых, разнородных известняков. Эта пачка переставаящихся сланцев и известняков имеет мощность 0,2-0,5 км. Известняки сопровождаются прослоями черных углистых сланцев. В устье р. Кутчен на породах нндюнинской свиты совершенно согласен заделывает образования вышележащей баргузинской свиты.

Таким образом, общая мощность нндюнинской свиты по р. Интлдан мы определяем в 1,8-2,0 км. На отдельных участках как наблюдается сокращение мощности свиты. Например, на водоразделе между реками Сергико и Акумакит мощность ее не превышает 1,2-1,5 км, а в бассейне р. Умукана — 1,2 км.

Регионально метаморфизованные породы свиты представлены сланцами, наиболее сохранившимися реликты первичного состава и стурктуры. Степень метаморфизма пород соответствует фации зеленых сланцев (по Тернеру). В зоне контактового метаморфизма с гранитоидами баргузинского комплекса метаморфические породы представлены разнообразными кристаллическими сланцами, тейсами и кварцитами, а в зоне контактового метаморфизма с гранитоидами вытмеканского комплекса — роговиками и оротовикованными породами.

Метаморфические сланцы имеют обычно сланцеватую, подчас тонколистовую текстуру. Окраска пород самая разнообразная — от светло-до темно-серой, черная, зеленая, буроватая, реже красноватая; она зависит от состава вторичных минералов. Метаморфические сланцы обильно пиритизированы, преимущественно по сланцеватости. Кроме того, довольно часто отмечаются карбонатизация и окварцевание.

Хлоритово-серцитовые сланцы используются широким разрезом среди других разновидностей. В них под микроскопом обнаруживаются реликты первично обломочных стурктур (блестящая псаммитовая и блестаевролитовая стурктура, переходные в лейкогранобластовую). Главными минералами являются кварц и плаггиоклаз, обломки которых заключены в перекристаллизованной мелкоочувствительной агрегате хлоритово-серцитового со-

свава. Реже присутствует мелкозернистый биотит. Хлоридово-серпичиновые сланцы на отдельных участках сильно изменены и первичная структура их почти не сохранилась.

Сланцы порфиробластами карбоната содержат включения бурового сидерита и анкерита размером до 2 мм. Они распространены преимущественно к северу от р. Богодикты, а иногда, в незначительном количестве, и в других местах района. Сланцы с порфиробластами сидерита или анкерита не имеют определенного стратиграфического положения. Они являются лишь одной или двумя среди толщ пород нандонинской свиты.

Песчаники встречаются в виде прослоев среди всех выше-отмеченных пород. Внешне они почти ничем не отличаются от других порасланцев. Под микроскопом породы обладают псаммитовой структурой; по величине зерен различаются средне- и мелкозернистые разновидности. Текстура у них сланцеватая, но иногда отмечается и массивная. Состав песчаников весьма разнообразен. Одним из главных минералов является кварц. Плаггиоклаз присутствует в подчиненном количестве и представлен альбитом. Цемент обычно состоит из мелкообломочного материала, чешуек серицита и пластинок хлорита. Матрица встречается разнообразно с карбонатным цементом.

Кроме первичных осадочных пород, среди образованных нандонинской свиты, особенно в ее верхах, залегают малоомощные каратофиров (альбитофиров). Последние сильно изменены и представлены альбит-кварцево-мусковитовыми ортослапцами светлосерого цвета. В них различаются перекристаллизованные основная масса, состоящая из альбита, кварца, хлорита, серицита; преобладает то один, то другой минерал. Среди реликтовых минералов отмечаются признаки плаггиоклаза, часто с полисинтезическими двойниками.

БАРГУЗИНСКАЯ СВИТА (Р₂, br)

В данную свиту объединены преимущественно карбонатные породы, лежащие выше нандонинской свиты и развитые в основном в бассейнах верхних течений рек Богодикты, Ингиджана, Ингакита, Нерунды, Баргузина, а также в районе дер. Ченча. Породы баргузинской свиты в виде небольших полей встречаются

также в пределах развития нандонинской свиты, где они залегают в ядрах синклинальных структур. Основная часть пород баргузинской свиты залегает в ядре Баргузино-Катерского синклинория. Нормальные стратиграфические разрезы свиты изучены по рекам Ингажян, Нерунда, Акумакит. Переход от нандонинской к баргузинской свите везде постепенный, через пачку переслаивавшихся сланцев и известняков. Мощность этой пачки в различных местах неодинакова и варьирует примерно в пределах от 100 до 300 м. Выше по разрезу преобладают карбонатные породы, преимущественные породы образуют лишь редкие прослои и отдельные малоомощные горизонты.

Карбонатные породы, составляющие основную часть баргузинской свиты, представлены известняками и, по-видимому, в незначительной степени доломитами. Внешне это массивные, частично слоистые темно-серые, иногда черные разномасштабные породы. Под микроскопом они имеют гранобластовую и микрогранобластовую структуры. Среди зерен кальцита довольно часто отмечаются ромбики доломита. В зоне высоко контактового метаморфизма карбонатные породы становятся более светлыми, несокристаллическими и приобретают облик мрамора. Углистый материал кристаллизуется в чешуйки графита. В виде примеси в карбонатных породах отмечаются зерна кварца, реже альбита и серицита.

Среди карбонатных пород баргузинской свиты наблюдаются частые прослои и пачки черных углистых сланцев. Внешне это тонколистовые, часто пиритизированные породы с шемковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Под микроскопом состав сланцев определяется как кварц-серицитовый, кварц-карбонатный и кварц-альбитово-серицитовый; в них отмечено большое количество расплывчатого углистого материала. Последний при повышении степени метаморфизма, например, в зоне контактового метаморфизма, связанного с баргузинским комплексом графитов, переходит в графит, а сама порода превращается в графитовые кварциты. В бассейне рек Буларкана и Андунды (правые притоки р. Ингиджана) кварциты образуют среди карбонатных пород горизонт мощностью около 250-300 м. Внешне это плотные, слитные или среднезернистые породы, часто с чешуйками графита и слюды (мусковит, биотит).

Из других пород, составляющих простои в баргузинской свите, отметим сланцы и гнейсы, по составу аналогичные породам ниндониинской свиты. Видимая мощность баргузинской свиты немного превышает 1,5 км. В бассейне р. Бирамы мощность ее определена в 2-2,5 км (Колесников и Анисимова, 1957).

Как отмечалось выше, нижний возрастную границу верхнепротерозойских пород в районе устанавливает не удалось. Верхняя возрастная граница их устанавливается довольно отчетливо по наметаниям на эти породы с угловым и стратиграфическим несогласием образованных нижекембрийского возраста. На основании литолого-петрографических данных, характера складчатости, степени и характера метаморфизма описываемый комплекс пород параллелизуется с якутской серией бассейна рек Муи и Цилиды, икагской серией района Икагского хребта и верхнепротерозойскими породами из района Баргузинского хребта.

В бассейне р. Муи породы якутской серии залегают несогласно (с базальными конгломератами в основании) на образованных нижнего протерозоя и перекрываются, также с угловым несогласием, фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. В Икагском хребте породы икагской серии перекрываются с угловым несогласием образованными бурундинской свиты нижнего кембрия. Взаимоотношения икагской серии с более древними породами везде тектонические, тем не менее более поздние находке в породах верхней карбонатно-сланцевой свиты *Volgorosi Newlandia shordia K r a n d.* эта серия датруется верхним протерозоем (Павловский, Хренов и Беличенко, 1954).

В бассейне р. Бирамы (приок р. Толгуды в Баргузинском хребте) на породах ниндониинской и баргузинской свит верхнего протерозоя, выходящих непосредственным продолжением пород расчленяемого района, с резким угловым несогласием залегает базальные конгломераты, подстилающие известняки с фауной нижнего кембрия (Шоботоров, 1954; Колесников и Анисимова, 1957).

Таким образом, параллелизуя породы, развитые в изучаемом районе с образованными соседних районов, для которых установлен возраст соответствующих серий, а также учитывая взгляды некоторых других исследователей (Салоп, 1958), мы приходим к выводу о верхнепротерозойском возрасте описываемого комплекса пород.

И Е М Б Р И И

На водоразделе между реками Акумакит и Турлино, в верхнем течении рек Иликон и Турик, в районе оз. Чумбуки и на юго-восточном склоне Баргузинского хребта (левобережье р. Наманды) в виде отдельных изолированных участков развиты терригенные грубообломочные и карбонатные породы. Выходы этих пород, как правило, наблюдаются в опущенных тектонических блоках. Кроме того, наблюдаются отдельные уцелевшие от эрозии и денудации поля конгломератов, лежащие с резким угловым несогласием на всех породах верхнего протерозоя. Вся толща этих пород по своему стратиграфическому положению и по аналогии литологического состава параллелизуется с фаунистически охарактеризованной толщей пород бассейна р. Бирамы (Шоботоров, 1954; Колесников и Анисимова, 1957).

Ограниченное распространение и осложненность складчатых структур разрывными нарушениями не дает возможности составить цельное представление о стратиграфии кембрийских образований. Но во всех случаях отчетливо выделяется нижняя грубообломочная толща, лежащая на размытой поверхности пород верхнего протерозоя, и верхняя карбонатная толща.

ТУРЛИКСКАЯ СВИТА (См., стр.)

Свита залегает в основании разреза пород кембрия. Свита состоит из конгломератов, песчаников, сланцев и доломитов. Все эти разновидности тесно связаны постепенными переходами. Количественное соотношение их весьма непостоянно, часто встречаются разновидности выпадают из разреза. Непостоянство в мощности является характерным не только для пород внутри свиты, но, по-видимому, и для свиты в целом.

Конгломераты — это темно-серые, зеленоватые, внешне буровато-серые, иногда фиолетовые породы. Размеры гальки весьма непостоянны и изменяются от 30-40 см (валуны) до соответствующих гравелистам и песчаникам. Средние размеры гальки 5-7 см. Степень окатанности гальки хорошая, сортировка почти повсеместно плохая. Галька в конгломератах представлена разнообразными породами: наиболее часто встречаются туфы, туфо-сланцы, кварц, хлорид-серпичитовые и другие сланцы, карбонат-

ные породы, различные эффузивные породы — базальтовые, оливиновые, платно- и другие порфириты. Все эти породы сильно изменены — альбитизированы, сосеритизированы, хлоритизированы. По нашим данным из интрузивных пород в гальке присутствуют мусковитовые граниты ($5\text{Pb}_2\text{b?}$) сиениты, породы диабазового состава, гранодиорит-порфиры, альбитизированные микросиениты с трахитовой структурой, микродиориты и фельзиты. Другими исследователями (Тургуев и др., 1958; Салон, 1947; Шоботоров, 1954; Колесников, 1957) в гальке конгломератов были установлены кератофидры, диабазы, диориты, эпидиориты, тафборо-диабазы, катаклазированные граниты, гранито-гнейсы и роговики. Все эти породы, как отмечалось выше, в сильной степени развалцованы и замещены вторичными минералами, поэтому прямое сопоставление их с коренными породами, развитыми в пределах исследованной площади, затруднено. Цемент конгломератов разнообразен: карбонатный, песчанистый, глинистый.

Песчаники имеют алевро-псаммитовую структуру и слоистую текстуру. Обломки имеют слабую окатанность и разнообразный состав. Цемент контактно-порового типа, он представлен хлоритовым, карбонатным или карбонатно-лимонитовым материалом. В алевролитах (сланцах) состав обломков и цемента идентичен, отличие заключается лишь в размерах обломков. Песчаники и алевролиты имеют тесные взаимоотношения. Карбонатные породы представлены доломитами серого, темно-серого, реже желтоватого-серого цвета с обломками кварца и полевого шпата. Часто в доломитах присутствует глинистая примесь, при большом содержании которой порода переходит в мергель.

Наблюдается некоторая зависимость состава пород туркинской свиты от состава разлитых подстилающих пород. Так, на участке по р. Илликуну, где широко развиты породы уюклинитской свиты, обломочная часть, а частично и цемент конгломератов, представлены туфогенными породами. Там, где развита свита известняков докембрия, в гальке конгломератов преобладают разветвленные карбонатные породы и т.д. Различный состав гальки конгломератов из одной и той же свиты на разных участках, возможно, указывает на сравнительно небольшой перенос обломочного материала. Видимая мощность свиты не менее 300-350 м.

БИРАМЫНСКАЯ СВИТА (См₁ br)

Ввиду на породах туркинской свиты совершенно согласно залегает толща карбонатных пород, объединенных в бирамынскую свиту. Эти породы представлены доломитами и известняками, которые образуют частые взаимоотношения. Внешне доломиты и известняки почти не различаются. Доломиты и известняки часто окружены. Кремнистое вещество в них находится в виде маломощных прожилков с различной ориентировкой, часто создающих сетчатую текстуру, а также в виде цементировавшей массы в брекчиевидных и оолитовых разновидностях. Структура доломитов разнообластовая и микрогранобластовая, иногда оолитовая. Текстура массивная, часто со следами катаклаза.

Известняки имеют мелкозернистое, нередко крипнокристаллическое сложение и также пронизаны многочисленными прожилками кварца. Текстура массивная, иногда со следами катаклаза. Кроме кальцита и доломита, составявших до 90-97%, в карбонатных породах присутствуют зерна кварца, рудного минерала, редко тонкораспыленного непрозрачного вещества.

Среди карбонатных пород наблюдаются прослои песчанистых доломитов и известковистых песчаников. В карбонатных породах бирамынской свиты в бассейне р. Бирамы была обнаружена фауна археоциат, трилобитов и брахиопод (Шоботоров, 1956), возраст которых определен, как самые верхи нижнего кембрия, переходящие к среднему кембрию. Видимая мощность свиты 900-1000 м.

ИРКАНДАНСКАЯ СВИТА (См₁-2 lr)

Образования этой свиты отмечены лишь в одном месте — несколько севернее р. Турлико в борту Верхне-Ангарской впадины. Ирканданская свита сложена карбонатными конгломератами и песчаниками, с прослоями и линзами песчанистых мергелей и доломитов. Конгломераты явно преобладают над другими разновидностями. Обломочный материал представлен почти исключительно карбонатными породами и лишь как исключение — редкой галькой кварца. Размеры гальки в среднем 5-10 см, хотя иногда встречается галька до 15-20 см в диаметре. Галька обычно хорошо окатана, но есть и слабоокатанные обломки. Характерной особенностью карбонатных конгломератов является также разнообразие соот-

ношений между обломочными материалами и цементом. Так, обломочный материал в породе составляет от 90 до 35%. Цемент карбонатный, песчано-карбонатный, реже полимиктовый. Песчаники — это светлые, реже темно- и зеленовато-серые, слоистые породы. Обломочный материал песчаников представлен преимущественно кварцем, полевыми шпатами и карбонатными породами. Полевой шпат часто серицитизирован и сильно изменен. Обломки карбонатной породы содержат примесь глинистого вещества и битум. Кроме того, в песчаниках присутствуют гидроксиды железа, элидоит, клиноцоцит, отдельные листочки слюды. Цемент песчаников большей частью доломитовый, с криптокристаллической структурой. Видная мощность свиты на изученном участке около 100 м. Иркинданская свита наиболее полно представлена в бассейнах рек Бирамьи и Томпуды, где она описана наиболее детально. Возраст свиты определен как кембрийский на том основании, что образования иркинданской свиты залегает на фаунистически охарактеризованных нижнекембрийских породах. Возможно, что иркинданская свита знаменует собой переход между нижним и средним кембрием во внутренней части Байкальской горной области. Аналогии этой свиты описаны и в других районах области, например, в Средне-Витимской горной стране (Салоп, 1954; Тихонов 1957).

Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я С И С Т Е М А

В четвертичную систему входят все рыхлые отложения района, имеющие разнообразный генезис. Эти отложения широко распространены в пределах Верхне-Ангарской впадины и по долинам крупных рек. В возрастном отношении четвертичные отложения подразделяются на верхний и современный отделы.

В е р х н и й о т д е л (Q₃). К этому отделу относятся отложения различного генезиса — озерные и водно-ледниковые, ледниковые и речные.

Озерные и водно-ледниковые отложения развиты в краевой части Верхне-Ангарской впадины, где они складываются в виде отдельных террас. Последние по их относительным высотам объединяются в комплекс террас — средний и верхний.

К среднему комплексу отнесены все террасы с высотами от 20 до 150 м, а к верхнему от 150 до 250 м. Отложения всех террас однообразны и представлены мелко- и тонкозернистыми,

редко среднезернистыми песками и супесями. Галька и валуны отсутствуют. Генезис этих отложений смешанный — флювиогляциальный и озерный.

Водно-ледниковые отложения развиты в плоских чашеобразных расширенных долинах в вершинах рек Срамной, Иньякита и древних долинах в верховьях рек Нандони-Отелы и Междуречья Намма-Сининда и Баргузин-Сининда. Во всех указанных пунктах они представлены преимущественно песчано-глинистыми материалами с включенными валунов и гальки различных размеров. Пропелтное соотношение валунов, гальки песчаного материала весьма непостоянно. В рельефе водно-ледниковые отложения образуют плоскую или слабоволнистую поверхность, заболоченную и сильно заросшую мохом и ерником, по которой разбросаны валуны и галька.

Ледниковые отложения имеют широкое распространение на склонах Северо-Муйского и Баргузинского хребтов и незначительно распространены в пределах Баргузинского нагорья. Ледниковые отложения представлены боковыми, донными и конечными моренами. Мощность моренных отложений в зависимости от размеров ледников в различных участках района колеблется от 200-250 м (в долине рек Намма и Тукколы) до 1-2 м. Кроме морен, в районе часто отмечаются отдельные эратические валуны, которые встречаются на выходящих участках водоразделов (абсолютные высоты 1800-1900 м).

Речные отложения верхнего отдела в районе имеют сравнительно небольшое распространение. Сюда отнесены, в некоторой степени условно, речные отложения верхнего (150-200 м) и среднего комплексов (20-150 м) террас, развитых в долинах рек Когерн и Нандони. Кроме того, отложения террас сохранились в отдельных участках долин рек Светлой, Намма, Баргузина и Сининды. Эти отложения представлены галечно-равнинно-песчаными материалами. В отложениях верхнего комплекса террас преобладает песчаный материал.

С о в е р ш е н н ы й о т д е л (Q₂). К современному отделу относятся речные, озовые и пролювиальные отложения.

Речные отложения приурочены к нижнему комплексу террас (2-20 м) и к пойме Верхне-Ангарской впадины. Отложения поймы

и нижнего комплекса террас в пределах Верхне-Ангарской впадины представлены песками и супесью. В краевых частях и за пределами впадины состав этих отложений галечно-гравийно-песчаный.

Золовые отложения, развитые в пределах Верхне-Ангарской впадины и занимающие общую площадь, примерно равную 40-45 км², представлены порезанными песками озерно-флювиогляциальных образований верхнего отдела.

Отложения конусов выноса (проливий) широко развиты на окраинах Верхне-Ангарской впадины, где образуют предгорные шлейфы, несколько меньшее развитие проливальные отложения имеют в долинах р. Няндоны и на других участках района. Материал проливальных отложений совершенно не сортирован и состав их зависит от того, какой материал подвергнулся сносу (морены, глыбово-щебенчатые, песчаные и т.д. образования). Мощности толщ местами превышает 100 м.

И Н Т Р У З И В Н Ы Е О Б Р А З О В А Н И Я

Около одной трети площади изучаемого района занимает магматические породы, представленные преимущественно траппами и в меньшем количестве габброидами. Выделяется несколько разновозрастных комплексов интрузивных образований — икатский, катерский и баргузинский (верхний протерозой), бирарьинский и витимканский (нижний палеозой). Кроме того, имеются более молодые дайки, условно отнесенные к мезозою.

В Е Р Х Н Е П Р О Т Е Р О З О Й С К И Е И Н Т Р У З И И

ИКАТСКИЙ КОМПЛЕКС (v P₂ 1к)

Среди интрузивных образований района породы икатского комплекса являются наиболее ранними, они представлены измененными амфиболитизированными габбро, габбро-диабазами, диабазами, диорит-порфиритами и т.д. Эти породы широко распространены среди вулканогенных образований уколкитской свиты и несколько менее широко среди сланцев няндоинской свиты. Кроме того, они отмечаются в гальке базальтных конгломератов нижнего кембрия. Породы икатского комплекса встречаются на

склонах Баргузинского и Северо-Муиского хребтов. Обычная форма их залегания — это пластовые залежи (силлы) различных размеров, достигающие 200 м и более по мощности и 8-12 км по протяженности. В большинстве случаев силы встречаются группами и образуют обособленную зону, которая прослеживается от бассейна среднего течения р. Неманы к северо-северо-востоку по рекам Светлой, Огеми, Ульгу, Амгунде и Турлико вплоть до Верхне-Ангарской впадины. Общая протяженность зон в пределах площади достигает 60 км при ширине 6-8 км. Отдельные выходы пород икатского комплекса в виде со-пласных тел, вытнутых в северо-восточном направлении, отмечены по правобережью р. Няндоны и левобережью р. Саламакан. Эти породы как преимущественно, так и генетически связаны с основными эффузивными уколкитской свиты. С последними они часто связаны постепенными переходами и являются представителями типическальной фации той же магмы. Интрузивная пророда некоторых пластовых тел не всегда достоверно установлена; возможно, что некоторые из них являются покровными образованиями, синхронными вулканогенной толще уколкитской свиты.

По минеральному составу, структурным особенностям и степени метаморфизма породы икатского комплекса подразделяются на следующие разновидности: амфиболитизированные габбро, габбро-диабазы, диабазы, ортоамфиболиты, клиноциклоитово-роговообманковые породы и ортосланцы. Между всеми разновидностями имеются тесные взаимоотношения.

Амфиболитизированные габбро — это темно-серые, почти черные, но всегда с зеленоватым оттенком более или менее массивные породы палеогенового облика. Структура их blasto-габбровая, габбровая, переходящая в габбро-офитовую. Минералы, составляющие породы, представлены альбитизированным платиклазом, пироксеном и роговой обманкой. Последняя развивается, как правило, по пироксену, иногда замещая его полностью. Кроме перечисленных минералов, присутствуют бурый опитит, агацит и ильменит. Из вторичных минералов, кроме роговой обманки и альбита, отмечаются хлорит, серпентит, лейкоксен и карбонат.

Габбро-диабазы внешне несколько напоминают амфиболитизированные габбро. Структура пород часто blastoгабброофитовая,

реже немагнетранобластовая. Таббро-диабазы так же, как и таббро, сильно метаморфизованы. Главной составной частью этих пород является крупноплазматическая зеленая роговая обманка, развивающаяся по пироксену. Плагноклаз альбитизирован и встречается в виде крупных сильно разрушенных таблиц. По плагноклазу развивается клиноцизит, цомбит, иногда эпидот. Отмечаются псевдоморфозы лейкоксена по титаномагнетиту. Почти всегда в виде примеси присутствует апатит.

Среди описываемых таббро-диабазов отмечены относительно малоизмененные оливиновые разновидности с ясной диабазовой структурой. Относительно малая измененность их по сравнению с другими разновидностями пород икатского комплекса позволяет считать эти породы более молодыми, например, нижепалеозойскими.

Диабазы представляют собой плотные породы — от среднезернистых до почти афанитовых — темно-серые и зеленоватые, преимущественно массивной текстуры. Плагноклаз в них обычно альбитизирован и соссюртитизирован, иногда наблюдается и амфиболитизация. Темноцветный минерал относится к пироксену, по которому развиваются амфиболы, хлорит и хлорит-серпентиновые минералы. При более интенсивной амфиболитизации породы переходят в ортоамфиболит. Наряду с монопироксеном нередко наблюдается ромбический пироксен, образующий оторочки вокруг первого. В более основных разновидностях иногда обнаруживается оливин.

Наряду с перечисленными минералами во всех породах этой группы в незначительном количестве присутствуют хлорит, рудные минералы, апатит, иногда циркон. Структура пород главным образом диабазовая, иногда офитовая, выражающаяся в резком клиноморфизме плагноклаза. На двух участках в бассейне р. Андунди встречаются своеобразные кварцсодержащие диабазы с микрорегматитовыми выделениями. Породы также амфиболитизированы и частично хлоритизированы.

Ортоамфиболиты и ортосланцы представляют наиболее сильно измененные разновидности вышеописанных пород икатского комплекса, совершенно не сохранившие реликты первичных структур. Они имеют темно-серую и зеленоватую (за счет хлорита) окраску и сланцеватую текстуру. К икатскому комплексу эти породы

отнесены в связи с тем, что они имеют взаимопереходы с таббро, таббро-диабазами и диабазами. Под микроскопом обнаруживается немагнетранобластовая, транобластовая, бластопорфировая и т.д. структура. Главными минералами являются роговая обманка и альбитизированный плагноклаз. Кроме того, встречаются серпичит, хлорит, эпидот, клиноцизит и другие эпигенетические минералы. Из акцессориев довольно часто отмечаются апатит, сфен и рудный минерал.

Из приведенного выше видно, что все перечисленные разновидности пород тесно связаны взаимопереходами, они являются разновозрастными и генетически едиными. Более того, устанавливается генетическая связь определенной части интрузивного комплекса с основными эффузивными уколкитской свиты. Но если эффузивы залегают в низах уколкитской свиты, то интрузивные образования отмечаются также и среди пород нандонинской свиты.

Таким образом, следует полагать, что интенсивная эффузивная деятельность, проявившаяся в начале формирования уколкитских пород уколкитской свиты, вскоре прекратилась, хотя выброс и отложение пирокластического материала продолжались еще на протяжении довольно значительного времени. Процесс внедрения интрузивных пород икатского комплекса, по-видимому, начавшийся одновременно с излиянием магмы, продолжался более длительное время.

КАТЕРСКИЙ КОМПЛЕКС (ст. Р₂ к)

В бассейнах рек Котеры, Нандони и на некоторых других участках района отмечается маломощные (2-2,5 м) пластовые и секундарные тела изверженных пород среднего и кислого состава, отнесенные к катерскому комплексу (Салоп, 1947). Пространственно эти породы связаны преимущественно с образованными нандонинской свиты; они сильно изменены и внешне не всегда отличаются от вмещающих метаморфических сланцев. Большинство пород обильно пиритизировано. Первичная структура и текстура пород сохраняется лучше в горах секундарных, наоборот, более глубокое изменение наблюдается преимущественно в горах согласных и кососекундарных.

Среди пород этого комплекса выделяются измененные траунит-порфиры и гранодиорит-порфиры, микрогранодиориты и микроситы, березитизированные кератофиры (альбитофиры) и ортосланцы.

Измененные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры — это серые, буроватые и зеленоватого-серые, часто сланцеватые породы с порфировой и порфиробластовой структурами. Последние обусловлена выделениями порфиробластов альбита, иногда с пегматитовым прорастанием кварца. Структура основной массы преимущественно типидиоморфнозернистая, гранофированная, а в более метаморфизованных раностях микролепидогранобластовые. Порода состоит из альбита и кварца, нередко, со значительной примесью мусковита и биотита. Из акцессориев наиболее распространены являлись рудный минерал, апатит, реже пирит и сфен.

Измененные микрогранодиориты и микроситы внешне не отличаются от предшущих пород. В них определяется микролепидоморфнозернистая, порфированная, трахитоидная, реже типидиоморфнозернистая структура, иногда катакlastическая. Текстура пород массивная, но больше сланцеватая. Полевой шпат альбитизирован. Из новообразований отмечаются мусковит (серпигит), карбонат, хлорит и в небольшом количестве лейкоген и клиноцоцит. Акцессорные минералы представлены пиритом, рутилом, сфеном и апатитом.

Березитизированные кератофиры (альбитофиры) имеют светло- и темно-серый цвет. Характерной особенностью кератофиров является шелковистый блеск по плоскостям сланцеватости, обусловленной чешуйками серпигита (мусковита), и обильная пиритизация, пирит встречается в виде крупных (до 1-1,5 см) кусиков. Порода сильно изменена и не сохраняют реликтов первичной структуры. В большинстве случаев они превращены в альбит-мусковитовые, кварц-альбитово-мусковитовые сланцы, содержащие значительное количество карбоната. Структура этих пород типичная для метаморфических — гранолепидобластовая или лепидогранобластовая. В них отмечаются порфиробласты пирита, и реже-кварца. Из акцессориев присутствуют апатит, сфен и рутил в виде мелких хлопочек.

Ортосланцы представляют собой группу наиболее сильно измененных пород. Они мало отличаются от вмещающих переслаивов, и магнетическая природа их обнаруживается лишь по единичным реликтам, представленным правильными табличками плагиоклаза. Структура ортосланцев гранобластовая, лепидогранобластовая и немагнотранобластовая. Минеральный состав их в общем кварц-хлоритово-серпигитовый с преобладанием то одного, то другого минерала. Плагиоклаз альбитизирован. Из акцессориев отмечены рудный минерал и апатит.

Образования катерского комплекса, аналогично икатскому, вместе с вмещающими их породами участвуют в складчатости верхнепротерозойского возраста, прорваны и метаморфизованы интрузивными баргузинского комплекса. В районе не были установлены непосредственные взаимоотношения икатского и катерского комплексов. Породы икатского комплекса пространными и тенетически связаны с вулканогенными образованиями уклонитской свиты. Для нандонинской свиты они не характерны и совершенно отсутствуют среди пород баргузинской свиты. Породы же катерского комплекса известны в образованиях нандонинской и низов баргузинской свиты. Поэтому кажется вполне возможным считать, что икатский комплекс относительно древнее катерского. По-видимому, формирование пород катерского комплекса началось в конце или сразу после формирования интрузий икатского комплекса и совпала с завершающим периодом осадконакопления нандонинской свиты.

БАРГУЗИНСКИЙ КОМПЛЕКС (8 P₂ б)

Баргузинский комплекс представлен громадными батолитом гранитоидной массы, который занимает юго-восточную часть территории листа и простирается далеко за его пределы. Контуры батолита в плане имеют весьма извилистые формы. К северу и северо-западу от границы плутона, примерно до средних течений правых притоков р. Нандони, среди верхнепротерозойских осадочно-метаморфических пород, выходят на поверхность многочисленные сравнительно небольшие массивы эфизических гранитоидов, образующие зону шириной 14-18 км. Последние являются ничем иным, как апликальными выступами единого батолита.

С другой стороны, внутри батолита, в краевой его зоне, имеет ширину до 8-10 км, в изобилии встречаются ксенолиты вмещающих пород. Эти особенности, а также непосредственные замеры поверхностей контактов отдельных массивов с вмещающими породами, говорят о том, что рассматриваемый батолит очень полого погружается на север и северо-запад под Верхнепротерозойские образования.

Среди баргузинского комплекса выделяются: биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, диориты, сиениты, монцититы, гранит-пегматиты и пегматиты.

Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты — наиболее распространённая группа пород Баргузинского комплекса. Это обычно среднезернистые, иногда порфиридные серые и светло-серые массивные, иногда гнейсовидные породы. Гнейсовидность обычно наблюдается в мелких массивах и в краевых зонах крупных plutонов. Структура анотропоморфнозернистая и типидиоморфнозернистая. Последняя особенно характерна для гранодиоритовых разновидностей. Главными минералами этих пород являются микроклин, кварц, плагиоклаз, биотит, реже мусковит и роговая обманка. Акцессорные минералы довольно разнообразны — почти во всех породах присутствуют рудный минерал, анатит, сфен, реже циркон и рутил. Микроклин в собственно гранитных разновидностях, как правило, преобладает над другими минералами. При переходе в гранодиориты содержание щелочного полевого шпата и кварца заметно уменьшается и соответственно увеличивается количество известково-напроевого полевого шпата. Переходы от гранитов к гранодиоритам постепенные. Плагиоклаз представлен в большинстве случаев олигоклазом; в гранодиоритовых разновидностях его повышается (до кислого андезита). В последнем случае наблюдается зональность. Иногда плагиоклаз представлен шахматным альбитом. Кварц часто имеет волнистое угасание. Темноцветные минералы в обеих разновидностях представлены биотитом и значительно реже роговой обманкой. В краевых зонах массивов изредка встречаются жильные тела с мелкозернистой порфиридной структурой типа гранит-порфиров.

Диориты и сиениты имеют незначительное распространение среди пород этого комплекса. Наблюдается некоторая связь этих

пород с краевыми зонами или местами развития ксенолитов. Но иногда породы данной группы встречаются среди гранитов без видимой связи с вмещающими породами.

Переход от гранитов к диоритам осуществляется через гранодиориты по мере уменьшения содержания в породе кварца и щелочного полевого шпата. В сиенитах содержание калиевого полевого шпата одинаково с гранитами и составляет не менее 33-35%. При уменьшении количества калишпата породы переходят в диорит-сиениты. Последние содержат до 20-25% плагиоклаза (андезин или андезин-олигоклаз).

Сиениты, так же как и диориты, отличаются от гранитов большим содержанием темноцветных минералов, особенно роговой обманки. Среди сиенитов встречаются известково-щелочные и щелочные разновидности.

Пегматиты являются производными гранитов баргузинского комплекса и залегают среди кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов в виде жил и даек различной мощности и формы. Кроме того, они наблюдаются внутри массивов в виде шшировых выделений различных размеров и сопровождаются гранит-пегматитовыми. Иногда в краевых частях жил отмечаются агиты. Пегматиты представляют собой крупно-, порой гигантозернистые породы, состоящие в основном из крупных зерен микроклина (до 60-65%) с яно выраженной микроклиновой решеткой зерен кварца (до 25-30%) и мусковита. Последний отмечается в виде мелких чешуек или довольно крупных (до 1,5-2 см) пластинок. Кроме того, встречается олигоклаз. Структура пегматитов обычно крупнокристаллическая пегматитовая, ортогектиговая, реже типично трафическая.

Результаты химического анализа гранитоидов баргузинского комплекса и числовые характеристики, по А.Н.Заварицкому, приведены в табл. I.

82. Гранит. Среднее течение р. Инамакита в 7 км выше устья кл. Известкового.
162. Гранит. Вершина р. Элокита.
2860. Гранит-пегматит. Вдоль дер. Ченча.
422. Гранит. Левый склон р. Нерунгды в 0,5 км выше прииска Крачного.
591. Гранит. Левый склон вершины р. Булгоряна, правого притока р. Инамакита.
934. Гранит. Левый склон р. Алдунды, правого притока р. Ингиджана, в 0,5 км севернее от м. 1912 ж.

Т а б л и ц а I

Химический состав гранитоидов (в процентах)

Компоненты	Номера проб					
	82	162	2860	422	591	934
SiO ₂	71,40	67,00	70,84	66,42	70,34	71,61
Al ₂ O ₃	не обн.	0,50	0,22	0,37	0,23	0,41
Fe ₂ O ₃	15,52	15,53	13,86	15,86	15,24	13,54
FeO	1,28	0,49	5,36	1,11	0,24	0,47
MnO	0,58	1,87	0,58	1,95	1,81	2,53
MgO	не обн.	0,02	0,019	0,06	0,02	0,08
CaO	0,22	0,67	0,48	1,54	0,57	0,43
Na ₂ O	3,56	3,02	1,72	2,80	1,61	1,47
K ₂ O	3,25	3,64	2,67	3,57	4,27	3,26
H ₂ O	5,51	5,03	5,52	8,57	4,14	5,26
SO ₂	не обн.	0,07	не обн.	0,03	0,03	0,11
P ₂ O ₅	не обн.	0,13	не обн.	0,08	0,17	0,11
СУММА	100,12	98,18	101,27	98,33	98,80	99,42

Ч и с л о в н ы е х а р а к т е р и с т и к и п о А.Н.Заварицкому

а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п
14,7	15,5	13,3	14,6	15,1	14,8	1,5	1,7	1,5	1,9	1,7	1,7	1,5	1,7	1,5
3,0	2,7	2,2	3,4	3,2	3,7	1,7	1,7	1,7	1,9	1,7	1,7	1,5	1,7	1,5
1,8	4,4	6,2	5,6	3,9	3,7	1,7	1,7	1,7	1,9	1,7	1,7	1,5	1,7	1,5
80,6	77,2	78,5	76,4	78,8	80,1	8,7	8,7	8,7	8,9	8,7	8,7	8,5	8,7	8,5
+28,7	+20,9	+28,4	+20,2	+28,8	+29,0	2,7	2,7	2,7	2,9	2,7	2,7	2,5	2,7	2,5
81,8	50,5	77,6	51,2	47,4	73,2	19,7	19,7	19,7	19,9	19,7	19,7	19,5	19,7	19,5
18,6	25,1	11,7	17,5	23,8	29,1	7,7	7,7	7,7	7,9	7,7	7,7	7,5	7,7	7,5
48,4	52,5	42,2	64,7	60,5	49,7	1,7	1,7	1,7	1,9	1,7	1,7	1,5	1,7	1,5

Анализ проб 162, 422, 591 и 934 выполнены в Центральной геохимической лаборатории Иркутского геологического управления № 82 и 2860 — в Центральной геохимической лаборатории Иркутского геологического управления (аналитик Ермаков).

По А.Н.Заварицкому (1956), гранитоиды баргузинского комплекса по величине параметра Q относятся к группе умеренно богатых и богатых щелочами. Судя по величине D, меньшее количество калия и натрия почти равны, но в некоторых разновидностях породы калий преобладает над натрием. В цветной части железно значительна преобладает над магнием.

Граниты баргузинского комплекса широко распространены в пределах северной и центральной частей Байкальской горной области, они слагают громадные плутоновые массивы, простираясь на сотни километров. Они описаны в районе Иркутского (Руднев, 1957; Хренов, 1957), Южно-Мульского и Северо-Мульского хребтов (Салоп, 1954; Малышев, 1958; Жалгазон, 1957) и на северо-западном склоне баргузинского хребта (Колесников и Андимова, 1957). Везде в указанных районах граниты баргузинского комплекса внедряются в верхнепротерозойские осадочно-метаморфические породы и метаморфизируют их; однако пока неизвестны факты прорывания ими кембрийских образований. Необорот, они отмечаются в гальке кембрийских конгломератов. Сходные, но мусковитизированные граниты были отмечены также в нашей зоне в гальке конгломератов туркестанской свиты по р.Дев.Каровому (Побогов и др. 1955). Таким образом, возраст этого комплекса гранитоидов можно считать верхнепротерозойским.

Жильные породы баргузинского комплекса, как отмечено выше, представлены пегматитами и в редких случаях трапп-аллигтами. Контактный метаморфизм, связанный с данными гранитами, проявился в образовании широкой зоны сильно метаморфизованных пород типа кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов.

I Среди крупных батолитов верхнепротерозойских гранитоидов можно отметить выделение более молодых интрузив, послекембрийских. Как это показали работы В.А.Тихонова (1958), по аналогии со Средне-Витимской горной страной.

Металлогения баргузинского комплекса изучена еще слабо. Следует, однако, отметить, что по данным Шлихового и Металлогического опробования с гранитоидами связаны ореолы рассевия тантала-ниобиевых минералов, молибдена, висмутовых минералов касситерита, цирконда, орпика и монацита¹.

НИЖНЕПАЛЕОЗОИСКИЕ ИНТРУЗИВЫ

БИРАМЫНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

(у р. Рз₁ б)

Этот комплекс представлен дайками и жилами диабазовых порфиритов, диабазов и габбро-диабазов, имеющих сравнительно небольшое распространение. Нижняя возрастная граница их определяется тем, что породы комплекса прорывают нижнекембрийские образования. Так, в бассейне р. Иликон, впадающей в Верхне-Ангарскую впадину, встречены маломощные (0,8-1,2 м) дайки диабазового порфирита, секущие конгломераты туркискской свиты нижнекембрийского возраста. Севернее р. Турлико, в долине борту Верхне-Ангарской впадины, отмечена двухметровая дайка оливинового диабаз, залегающая среди карбонатных конгломератов ирланданской свиты ниже-среднекембрийского возраста. Кроме того, маломощные жилы и дайки диабазовых порфиритов и диабазов встречаются среди карбонатных пород бирамынской свиты в верховьях рек Сергино и Турлико.

К Бирамынскому комплексу относится также ряд жил и даек, распространенных среди верхнепротерозойских пород. В пределах развития кембрийских образований. Это темно-серые, часто с зеленоватым оттенком породы, мелкозернистой и среднезернистой структуры. Текстура их обычно массивная, но иногда в зоне интенсивного катаклаза они приобретают некоторую "сланцеватость". В их состав входят: плагиоклаз (до 40%), роговая обманка и кварц. В катаклазированных породах различны пироксен замещается роговой обманкой. Структура пород офиитовая, типидиоморфнозернистая, на отдельных участках как габбровая.

И Некоторые из этих минералов встречаются в виде акцессориев.

ВИТИМКАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (у р. Рз₁ в)

Витимканский комплекс гранитоидов имеет широкое распространение в междуречье Намы, Ниндони и Верхней Ангары. Гранитоиды образуют несколько plutонов различных размеров. Самыми крупными из них является Огемский plutон, обладающий в бассейнах рек Срамной и Ореши и в верховьях р. Андунды. Он имеет площадь 700-750 км² и имеет в целом неправильную форму с двумя неотчетливо выраженными языками северо-восточной и меридиональной ориентировки.

Вторым по величине является Аункинский plutон, расположенный вдоль осевой части Северо-Муйского хребта. Площадь его составляет 100-110 км². Северо-восточнее в устьевой части р. Ниндони, выходит третий plutон - Яксайский площадью 2-2,5 км². Четвертый Акумакитский plutон, находящийся на водоразделе рек Сергино и Акумакит, представляет собой небольшой шток, прорывающий карбонатные породы бирамынской свиты нижнекембрийского возраста. Площадь его около 1 км². Наибольшие штокобразные выходы гранитов и диоритов витимканского комплекса отмечены также в правом склоне долины р. Интиджен, протекать устья кл. Лучен, и в правом борту долины р. Намы - в 2-х км выше устья кл. Октябрь.

Наиболее крупные plutоны - Огемский и Аункинский - сложены биотитовыми и биотит-альфидоловыми розовыми и серыми гранитами и гранодиоритами.

В их приконтактовых частях имеются различной ширины зоны диоритов и гранодиоритов более темно-серой окраски. Наиболее широко развиты порфировидные и равномерноточечистые розовые и серые разновидности гранитов и гранодиоритов, имеющие примерно одинаковое распространение. Наблюдаются постепенные переходы между ними, но в просторанственном распределении их нет определенной закономерности. Plutоны относительно малых размеров сложены либо гранодиоритами, либо диоритами. Например, Яксайский и Намынский plutоны представлены гранодиоритами и диоритами, а Акумакитский и Антиджанский - преимущественно диоритами.

Plutоны расположены примерно на одной линии северо-восточного простирания вдоль осевой части Северо-Муйского хребта.

га. Размеры их уменьшаются к юго-западу и к северо-востоку от Оремского плутона. Исключением является Англиканский шток гранодиоритов и диоритов, который находится значительно восточнее указанной линии. Плутоны имеют идентичный петрографический состав, одинаковый характер эндо- и экзоконтактовых изменений, а также ряд других общих черт. Это дает возможность предполагать, что существовал единый магматический очаг, который питал все плутоны.

В структурном отношении выходы гранитоидов дачного комплекса приурочены к сложной антиклинальной складке, вдоль оси которой проходит Верхнеперозойский тектонический разлом северо-восточного простирания. Приконтактовые изменения вмещающих пород выразились в образовании ороговикованной зоны, шириной от 200 м до 3-4 км, в бассейне р. Амгунды. Установлено, что ширина зоны ороговикования зависит от крутизны поверхности контакта интрузива с вмещающими породами, при чем, чем моложе контакт, тем шире зона ороговикования.

В развитии пород вилкианского комплекса отмечаются две фазы формирования собственно плутонов (батолитовая фаза) и образование дайковых и жильных тел (дайковая фаза).

Гранитоиды вилкианского комплекса по структурным и петрографическим особенностям подразделяются на следующие разновидности:

а) биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты;

б) гранодиориты, диориты, конгониты. Биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты составляют основную часть плутонов, они дают прекрасные скальные обнажения на гребнях водоразделов центральной части Северо-Муйского хребта и крупноглыбовые россыли на склонах и подножиях водоразделов. Граниты и гранодиориты, так же как биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, связаны взаимопереходами - между ними нет резких границ. Различие заключается лишь в количественных соотношениях слюдящих их минералов. Эти породы имеют серую или розоватую окраску, мелящуюся в зависимости от присутствия в них серого или розового полевого шпата. Розовые граниты и гранодиориты иногда занимают обособленные довольно обширные площади, но чаще они наблюда-

Т а б л и ц а 2
Химический состав гранитов и гранитоидов (в процентах)

Компоненты	Номера проб				
	25	237а	268б	832	149
SiO ₂	61,48	62,92	71,12	67,15	66,88
TiO ₂	0,45	0,47	0,27	0,38	0,55
Al ₂ O ₃	14,64	17,84	15,58	15,52	15,24
Fe ₂ O ₃	7,36	4,32	3,36	1,13	1,10
FeO	8,14	2,27	0,87	1,57	2,20
MnO	0,10	0,035	0,019	0,05	0,11
MgO	2,73	1,67	0,09	1,24	1,32
CaO	5,64	4,51	1,26	3,07	3,14
Na ₂ O	3,37	4,02	3,76	4,30	4,60
K ₂ O	2,56	2,13	4,40	3,09	3,84
H ₂ O	-	-	-	0,12	0,43
SO ₂	0,11	0,72	0,31	0,07	-
P ₂ O ₅	0,354	0,054	0,036	0,28	0,25
Сумма	101,93	100,96	101,29	97,97	98,66

Ч и с л о в ы е . Н . Х а р а к т е р и с т и к и П о

	а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н
а	10,9	12,0	14,3	14,1	15,2								
б	4,1	5,5	1,4	3,4	2,0								
в	16,8	9,8	6,5	4,9	6,3								
г	68,8	72,7	77,8	77,6	76,5								
д	+11,1	+15,9	+25,6	+23,6	+20,6								
е	-	11,2	44,0	50,7	41,9								
ж	56,4	60,6	54,3	43,7	35,5								
з	27,8	28,2	2,2	5,65	22,6								
и	15,7	-	-	67,9	64,9								
к	67,5	74,8	59,0										

25. Кварцевый диорит (гранодиорит). Водораздел между реками Сергино и Акумакит.
 237а. Гранит (гранодиорит) Вершина р. Усмуна, левое приювка р. Нандони.
 268б. Гранит. Вершина р. Охтинана у стм. 1831 м.
 832. Гранит. Левый склон долины р. Олени.
 149. Гранит. Правый склон долины р. Намамы (Эскола, 1914)
 Анализ пров 25, 237а и 268б выполнен в центральной геологической лаборатории Бурятского геологического управления;
 832 - в Центральной геологической лаборатории Иркутского геологического управления.

ются совместно с серпидом, образуя взаимопереходы. Розовую окраску породам придает микроклин, который часто присутствует в большом количестве. Сложение гранитоидов в большинстве случаев среднезернистое или крупнозернистое. Довольно часто наблюдаются порфирировидные разновидности, развитые преимущественно в розовых гранитах и занимающие значительные площади. Порфирировидное строение обусловлено присутствием среди равномернозернистой массы крупных /2х1, 0 - 3х1, 5 см/ идиоморфных табличчатых полевых шпата. Главными минералами в породе являются: плагиоклаз № 20 - 30, кварц, калиевый полевой шпат (обычно микроклин). Из темноцветных минералов чаще присутствуют биотит и роговая обманка, последняя более типична для гранитоидов. Из вторичных минералов отмечаются серпидит (мусковит), хлорит, реже карбонат, клиноцоизит, эпидот, лимонит и лейкоксен. Из акцессорных минералов упомянуты апатит, сфен, рудный минерал, реже рутил и циркон (табл. 2).

Химический анализ гранитоидов Витимского комплекса показывает, что последние отличаются от верхнепротерозойских гранитоидов не только по своему структурному положению и характером дайкивых и жильных производных, но и в некоторых отношениях по химическому составу. В отличие от гранитоидов баргузинского комплекса рассматриваемые породы менее кислые и соответствуют второму и третьему классам, по А.Н. Заварицкому (1956). Величина соотношения а:с резко уменьшается; среди гранитоидов имеются различия от очень бедных до богатых щелочами. Калий в породах меньше, чем натрий / $n = 66,8/\$. В цветной части железо преобладает над магнием всего в 1,8 раза (в гранитоидах баргузинского комплекса в 2,6 раза).

Как отмечалось выше, гранодиориты, диориты, сиениты и монцититы слатад атипичальны и крайние части гранитных массивов. Они образовались в результате ассимиляции вмещающих пород.

Диориты - это серые, темно-серые и пестрые породы крупно- и среднезернистые. Под микроскопом в них обнаруживается гипидиоморфнозернистая, реже пизматически-зернистая структура. Породообразующими минералами являются андезин № 35, роговая обманка, кварц, сиенит, очень редко пироксен. В разности переходных от диоритов к сиенитам присутствуют ка-

лиевый полевой шпат. Из вторичных минералов отмечаются серпидит, хлорит, эпидот, лейкоксен. Из акцессорных минералов обычно встречается апатит, реже рудный и сфен.

Кварцевые сиениты и сиениты - это среднезернистые нередко порфирировидные розовато-серые породы массивной текстуры. Существенной составной частью для этих пород является щелочной (калиевый) полевой шпат. В кварцевых сиенитах присутствует кварц (до 10%). Встречены разновидности диорит-сиенитов, в которых известково-натриевый плагиоклаз - (олигоклаз № 25-28) и микроклин, присутствуют почти в равных количествах.

Монцититы известны на г. Кодоун (близ д. Иркана), на участках, где граниты контактируют с мраморами и состоят в основном, почти из равного количества плагиоклаза (андезин № 37-46) и калиевого полевого шпата, а также пироксена, роговой обманки, биотита и кварца. Из акцессорных минералов присутствуют рудный минерал, апатит и сфен.

Гранит-порфириты, гранодиориты, порфириты, аплиты, диориты, порфириты и лампориты пространственно и генетически связаны с гранитоидными интрузивными Витимского комплекса и проявились в виде даек и дайкоподобных тел. Различаются тела, развитые в крайних частях массивов в виде сателлитов и апофиз (как правило, контактированные гранитоиды) и дайки постинтрузивные, задевающие трещины в самих породах. С постинтрузивными дайками параллельно ориентированы полиметаллические рудопроявления в бассейне левобережья р. Нидони и в бассейне Улуг и Огеми. Дайки обычно кругопадающие. Мощности их в среднем варьирует в пределах от 1-2 до 10-15 м и лишь в единичных случаях достигает 200 м (на левобережье р. Нидони).

Гранит-порфириты и гранодиориты порфириты по внешнему облику почти не отличаются один от другого и представляют собой светлые или буровато-серые породы с порфирировой структурой. Под микроскопом гранодиорит-порфириты отличаются от гранит-порфиритов только меньшим содержанием кварца. Основная масса этих пород состоит из мелкозернистого агрегата альбита и кварца. Порфирировые выделения представ-

лены платиноклазом, кварцем, реже микроклином. Структурра осадочной массы гипидиоморфнозернистая и агломероморфнозернистая. Из вторичных минералов присутствуют мусковит, реже хлорит; из акцессориев — апатит, сфен, рудный минерал, реже пиркон.

Д а м п р о ф и р н ы распространены довольно ограниченно, они наблюдались на горе Иликон и на горе Кодоун, а также в некоторых других участках района. Во всех случаях они залегают в виде маломощных (0,2-1,0 м) жил среди гранитоидов витимканского комплекса или вблизи них. По составу лампрофиды разделяются на керсаниты, спессартиты и малхиты.

К е р с а н и т ы состоят из платиноклаза и биксита, в меньшем количестве в них присутствуют рудный минерал, калиевый полевой шпат, кальцит, сфен и серицит. Структурра микропидиоморфнозернистая.

В с п е с с а р т и т а х обычны платиноклаз (андезин), готовая обманка, карбонат, хлорит, сфен, рудный минерал и апатит. Структурра пород микропидиоморфнозернистая.

М а л х и т ы имеют микропримесоческизернистую структуру и состоят из платиноклаза, ротовой обманки, сфенита и рудного минерала. Из вторичных минералов — присутствует серицит.

Контактовый метаморфизм, связанный с интрузивными гранитами витимканского комплекса, проявился в ороговивовании вмещающих гудфов и сланцев и в скарнизации карбонатных пород. Среди дайковых и жильных пород совершенно отсутствуют пегматиты, которые, как отмечалось выше, весьма характерны для гранитоидов баргузинского комплекса. С гранитоидами витимканского комплекса связаны многочисленные кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-полевощпатовые жилы.

Гранитоиды витимканского комплекса известны и за пределами описываемого листа. В бассейне р. Бирайки граниты данного комплекса внедряются в породы иранданской свиты, лежащей на фаунистически охарактеризованной биральпийской свиты нижнего кембрия и скарнируют их (Шобоголов, 1954; Колесников, 1957; Ескин и Величенко, 1958). Аналогичные граниты известны также в пределах Баргузино-Витимканского междуречья (Павловский, Хренов и Величенко, 1954; Хренов, 1957; Руднев,

1958) в бассейнах рек Муи (Малышев, 1958) и Макакана (Тихонов, 1956). В бассейнах этих рек граниты объединены под названием макаканского интрузивного комплекса. В бассейне р. Макакана они оказываются контактовые воздействия на породы кембрия. Как указывалось выше, на площади описываемого листа граниты прорывают также породы условного кембрия.

Таким образом, нижняя возрастная граница витимканского интрузивного комплекса на основании многих данных определяется довольно отчетливо. Что касается верхней возрастной границы, то вопрос о ней пока остается открытым. Широкое распространение гранитов в виде крупных интрузий можно объяснить внедрением их во время геосинклинального или субгеосинклинального периодов развития района.

С витимканским комплексом гранитоидов, в частности с его дайковыми и жильными породами, связано полиметаллическое оруденение (Намалинское и Ульт-Отежское); отмечены скарны, с которыми, по-видимому, связан шедлит (бассейн р. Ореми). По данным металлотермического и шихового опробования, к описываемым гранитоидам приурочены также ореолы рассеяния, сурьма, висмута, молибдена, золота, вольфрама. Следует отметить отсутствие проявлений редкоземельных минералов, столь характерных для баргузинского интрузивного комплекса.

Д А Й К О В Ы Е П О Р О Д Ы (р р Мз?)

В эту группу пород условно объединены дайки микрогаббро и базальтов, известные в нескольких пунктах района.

М и к р о г а б б р о зафиксировано на водоразделе левых развилков р. Имакита в свалах катаклазированных гранитов (γ P₂ b) Судя по узкой (15 м) полосе свалов и мелкозернистой структуре пород, по-видимому, эта дайка, простираясь к северо-востоку. Микрогаббро — это черная пононокристаллическая, средне- или мелкозернистая порода, с очень плотной массивной текстурой. Структурра ее габбровая. Порода состоит из изометричных зерен лабрадора № 65 (55-60%) и темных цветных минералов (35-40%).

Зерна платиноклаза обладают хорошо выраженной двойниковой штриховкой по алобитовому закону, реже в сочетании с пе-

риклиновыми двойниками; образуют пойкилитовые вросстки в темноцветные минералы. Последние представлены ромбическими пирокноцветными минералами. Последние представлены ромбическими пирокносом (гиперстеном) и роговой обманкой. Роговая обманка находится в сростании с гиперстеном. Вокруг зерен гиперстена и роговой обманки наблюдается оторочки из зеленой роговой обманки. В гиперстичных иногда отмечается кальцит. Акцессории представлены мелкими зернами рудного минерала, включенного в темноцветные минералы, и крупными зернами сфена.

Д а й к и б а з а л ь т о в нами установлены в бортах русла р. Ингиджан, на расстоянии 1,5-2 км выше ее устья. Здесь, среди ступеней нандонинской свиты, встречены пять даек базальтов, мощность до 1,2 м. Дайки имеют простирание СВ 45° и вертикальное падение. Базальты обладают черным цветом и плотным сложением. Для них характерно наличие пустот, заполненных кварц-карбонатными материалами и цеолитом, а также порфирных выделений плагиоклаза. Эти породы имеют офиловую, порфировую и долеритовую структуру; структурой основной массы микродолеритовая или тиагопидитовая; геностра миндалекаменная. Главные их минералы плагиоклаз (35-40%) и авгит (45-50%).

Плагиоклаз (лаборатор № 50-55) образует удлиненные или морфные пластинчатые кристаллы, почти не затронутые вторичными процессами. В угловатых промежутках между пластинками плагиоклаза наблюдаются неправильные зерна авгита. Последний имеет довольно свежий облик. Из второстепенных минералов отмечим карбонат в интерстициальных промежутках плагиоклаза и в пустотах вместе с кварцем и цеолитом, мелкочешуйчатый битумино-хлорит и рудный минерал (титаномалачетит). Последний находится в породе в количестве до 10-15%.

К данной группе пород, по-видимому, можно условно отнести также теменит, образец которого описан в 1925 г. Е. П. Молдавцевым (из коллекции В. К. Котульского). По данным В. К. Котульского, образец взят из дайки, залегавшей среди гранитов г. Колоун у д. Иркана. Судя по описанию Е. П. Молдавцева, теменит напоминает по составу отмеченные выше базальты.

Возраст данной группы базальтовых пород пока неясен. Но эти породы, особенно дайки базальтов, весьма напоминают дайки покровов базальтов центральной части Иркутского хребта,

описанные П. М. Хреновым (1957). Анализируя имеющиеся данные по изучению Баргузинно-Витимской тайги и других районов, П. М. Хренов делает предположение о возможном послемезозойском возрастании даек базальтов. Не имея других данных, мы условно относим эту группу дайковых пород к мезозою.

Т Е К Т О Н И К А

Исследования последних лет показали, что рассматриваемый район в верхнем протерозое входил в Баргузинскую (Катерскую) структурно-фациальную зону Верхневитимского внутреннего пояса Байкалиды (Салоп, 1958), где происходило накопление мощных эффузивно-осадочных толщ. Сальмирская складчатость конца кембрийского периода, завершившая геосинклинальное развитие большей части территории Саяно-Байкальского нагорья, привела к ликвидации геосинклинального режима и в нашем районе. Последний вошел в состав проматного массива Сибирской платформенной "Линии в мезозое и кайнозое эта часть платформы подверглась "омоложению" под влиянием мощного процесса аркогенеза, создавшего систему линейных впадин и сводовых поднятий, развивавшихся в ряде случаев по плану, унаследованному от более древних каледонских и докембрийских тектонических структур" (Павловский, 1956).

В пределах территории рассматриваемого листа выделяются Верхнепротерозойские, нижнепалеозойские и мезо-кайнозойские структуры.

В е р х н е п р о т е р о з о й с к и е с т р у к т у р ы. Верхнепротерозойские породы Уколкинской, нандонинской и баргузинской свиты слатяют крупные структуры - Баргузинно-Катерский синклинорий и Уколкинский антиклинорий, выделенные впервые Л. И. Салопом (1948).

Ядро Баргузинно-Катерского синклинория сложено породами баргузинской свиты, которые в крыльях сменяются породами снечага нандонинской, затем уколкинской свиты. К югу и юго-западу синклинорий протягивается далеко за пределы листа в междуречье Баргузин-Намама и Толмуда-Баргузин. Баргузинно-Катерский синклинорий в общем имеет северо-восточное простирание, на отдельных участках с отклонением до меридионального и широтного.

Баргузино-Катерский синклинорий осложнен складками второго, третьего и более высоких порядков. Наиболее крупные складки (первого и второго порядка) отчетливо отражены на геологической карте. Складки третьего порядка с амплитудой от 20 до 60 м хорошо наблюдаются в обнажениях. Они в свою очередь осложнены складками более высоких порядков с амплитудой от 0,5 до 2-3 м и мелкой плоччатостью. Все складки по типу принадлежат к узким линейным, характерным, как известно, для складчатых областей. Такие сильно сжатые складки по сравнению их осей проследживаются на расстоянии нескольких или даже десятков километров. В поперечном разрезе складки, в большинстве случаев, опрокинутые изоклиналиные. Реже встречаются складки асимметричные и значительно реже — простые симметричные. Последние приурочены к ядру синклинория, в то время как асимметричные и изоклиналиные складки развиты в его крыльях. Опрокидывание складок происходило от оси синклинория к крыльям.

Уколкинский антиклинорий расположен в южной части Северо-Муйского хребта. Он прослеживается в северо-восточном направлении, параллельно оси Баргузино-Катерского синклинория. В бассейне р. Котеры антиклинорий оканчивается, его огибает Баргузино-Катерский синклинорий, северо-восточное простирание которого здесь изменяется на северо-западное. Антиклинорий осложнен поперечными синклинальными складками, разбивающими его на ряд антиклинальных поднятий, к ядрам которых приурочены массивы гранитоидов витимканского комплекса. Северное крыло его скрыто под рыхлыми отложениями Верхне-Ангарской впадины. Ядро и внутренние части крыльев антиклинория сложены туфогенными породами Уколкинской свиты, а в крыльях и поперечных синклиналях выходят породы нандинской и бергузинской свит (Верховьях рек Уколкита и Усмуна). Оноло Олемского и Аункинского плутонов простирание складок, хотя и не строго, но ориентировано параллельно контурам плутонов. Породы здесь падают в сторону от массивов под углами 60-80°.

Верхнепротерозойская складчатость сопровождается проявлением магматизма, в котором выделяются две фазы — докладчатая и синкладчатая. Докладчатая фаза магматизма проявляется в формировании пластовых жил диоритов, габбро, габбро-

диоритов, габбро-диоритов (икатский комплекс) излившем магмы среднего и основного состава, также образованием маломощных пластовых и сетчатых тел кератофиров (Катерский комплекс). В процессе складчатости и метаморфизма первые превратились в амфиболиты и ортосланцы, а последние — в пиритизированные кварц-альбитовые, кварц-мусковитовые и другие ортосланцы. Внедрение крупных интрузий баргузинского комплекса гранитоидов происходило, вероятно, в период складчатости, возможно в конце этого периода.

К е м б р и й с к и е с т р у к т у р ы . Ограниченное распространение пород кембрия не позволяет получить полного представления о кембрийских структурах. Имеющиеся материалы дают возможность установить приуроченность кембрийских отложений к зонам крупных разрывных нарушений и указать на близость азимутов кембрийских и верхнепротерозойских складчатых структур.

На левобережье р. Намыи породы туркесской и биряминской свиты нижнего кембрия заключены в узком грабене северо-восточного простирания. В плане грабен имеет форму клина, ориентированного на северо-восток. К юго-западу он постепенно расширяется и за пределами клина (в бассейне рек Левый Намыи и Бирямья) расширяется до десятков километров. Этот грабен находится в пределах докембрийской зоны разрывных нарушений. Нижнекембрийские породы здесь сматы в простые складки северо-восточного простирания (15-30°), субпараллельные верхнепротерозойским складчатым структурам. Эти кембрийские складчатые структуры развиты серией трещин, по которым внедрились гранит-порфиры и гранит-аллиты витимканского комплекса. С последними генетически связано полиметаллическое оруденение Наминского месторождения (Фолин, Тургуев, 1955).

В бассейне р. Иликона породы туркесской и баргузинской свиты нижнего кембрия сматы в синклинальную складку, обрамленную разрывными нарушениями северо-западного простирания. Здесь имеет место своеобразное сочетание структур — синклинали и грабена. Простирание оси синклинали северо-западное, почти параллельное простиранию складчатых структур верхнего протерозоя. Северо-восточное крыло синклинали имеет довольно

но крутое падение ($50-70^\circ$), а юго-западное относительно пологое падение ($25-40^\circ$). В отличие от Верхнепротерозойских структур данная складка не осложнена складками более высоких порядков.

На водоразделе рек Акумакита и Турлико породы нижнего кембрия ограничены с трех сторон тектоническими разрывами. Пороги здесь смяты в своеобразную брахисинклинальную складку с наклоном крыльев $20-25^\circ$.

Севернее р. Турлико, в борту Верхне-Ангарской впадины, выходят породы бирамьинской и ирландянской свит кембрия, слабые северо-западное крыло синклинальной складки. С юго-востока породы кембрия обрываются сбросом северо-восточного простирания, а с северо-запада — сбросом, ориентированным Верхне-Ангарскую впадину. Здесь так же, как и в предыдущих участках, складка отличается простотой формы, простирание ее оси близко к простиранию верхнепротерозойских структур (простирание тех и других структур северо-восточное, близкое к широтному).

Таким образом, структура кембрия по своей общей орден-тировке очень близка к верхнепротерозойским структурам и различается лишь по степени дислоцированности. Кембрийские отложения в районе приурочены, как правило, к зонам крупных разрывных нарушений, по-видимому, заложённых еще в докембрийское время.

Аналогичные соотношения складчатых структур и общность тектонического плана кембрийских и верхнепротерозойских образований наблюдаются и в других районах, например, в бассейне р. Бирамы (Колесников, Анисимова, 1957), а также в северной части Средне-Витимской горной страны (Салоп, 1954; Тихонов, 1958; Матшев, 1958). По мнению некоторых исследователей (Салоп, 1954 и Тихонов, 1958), докембрийские зоны разрывных нарушений контролировали распределение и накопление кембрийских осадков. В послекембрийское время эти зоны были подновлены и в сочетании с синклинальными структурами образовали своеобразные структуры (синклинали-трабены).

Кембрийская складчатость сопровождается проявлением двух фаз магматизма. Имеющиеся скудные данные не дают возможности определить их место по отношению к складчатости. Вероятно,

кососекунные тела диабазов и габбро-диабазов бирамьинского комплекса формировались до складчатости. Внедрение же интрузий гранитоидов витиманского комплекса происходило в период завершения складчатости и совпало с процессом возобновления крупных разрывных нарушений.

Кембрийская складчатость ознаменовала собой завершение геосинклинального развития этого участка земной коры и начало длительного континентального периода.

Мезозойская структура. После каледонского дисстрофизма до мезозойского времени изучаемая область находилась в стадии относительного покоя, господствовал платформенный режим. Лишь в мезозое и кайнозое на ней возобновились интенсивные движения, которые привели к образованию впадин байкальского типа и связанных с ними многочисленных разрывных нарушений. Одной из впадин байкальского типа является Верхне-Ангарская, в формировании которой существенную роль сыграли разрывные нарушения, охватывающие ее вдоль бортов. Безусловно, основная часть разрывных нарушений района имеет мезо-кайнозойский возраст, но несомненно и то, что многие из тектонических зон, по-видимому, заложены гораздо раньше — в кембрийское или даже в докембрийское время, а затем подновлялись в той или иной степени. Имеющиеся данные не позволяют подразделять разрывные нарушения по возрастам.

Разрывные нарушения по возрастам можно разделить по окраинам Верхне-Ангарской впадины, в бассейнах рек Намыи и Светлой, по склонам Северо-Муиского хребта, в верховьях рек Баргузина, Инмакита, Ингиджана и Тураки.

Верхне-Ангарский разлом, точнее сброс, проходит вдоль южной окраины односторонней впадины и выражен резким уступом в современном рельефе. В плане сброс фиксируется ламаной, мегамышью волнистой линией. Наблюдается вогнутость этой линии в направлении отрицательных форм рельефа (долин рек Амгунды, Укокита, Котеры и др.), которая, возможно, указывает на то, что поверхность сброса круто падает в сторону впадины. Особой чертой является сбросовый сброс, скопившийся во впадине, но крупные ветви его наблюдаются также в борту впадины. Кроме ветви, ориентированные параллельно основному сбросу,

были отмечены в долинах рек Гужолали, Аункики, Иликона в местах впадения их в Верхне-Ангарскую впадину. Они представляют зоны раздробленных пород (шириной до 80-100 м), сопровождаемых зеркалами скольжения и рыхлыми, иногда слабо сцементированными тектоническими брекчиями.

По периферии Верхне-Ангарской впадины наблюдаются многочисленные оперяющие нарушения, ориентированные под различными углами по отношению к Верхне-Ангарскому сбросу. Эти нарушения хорошо выражены в рельефе; они приводят в сопряжение разновозрастные породы, сопровождаются зеркалами скольжения, брекчиями и тектонической глиной.

Многочисленные различно ориентированные и, по-видимому, разновозрастные разрывные нарушения имеют место между оз. Ириканою и дер. Ченча. Большинство нарушений здесь закрыто рыхлыми четвергичными отложениями, нередко разрывы обнаруживаются лишь по выходам единичных термальных и минеральных источников (Иркининский и Усть-Котерский). Некоторые нарушения отчетливо выражены в рельефе и сопровождаются образованными зонами дробления и смятия пород.

От нарушений последнего типа значительно отличается сброс, который проходит по северо-западному склону г. Илакон почти широтой к вершине р. Усмунда. Этот сброс не выражен в рельефе, но приводит в сопряжение (по прямой линии) гранитоиды Витимканского комплекса с породами уколкитской и нандонинской свит. Сброс сопровождается зоной катклизитов и миолигов и, вероятно, он древнее, чем мезо-кайнозойские нарушения.

Зона разрывных нарушений, заложенная еще в докембрийское время и подновленная в последующие эпохи, намечается в междуречье Намамы и Светлой, она протыгивается на север и северо-восток через Северо-Муиский хребет к Верхне-Ангарской впадине. Эта зона прослеживается с некоторыми перерывами к юго-западу в бассейнах рек Светлой, Томудун, Шегланды, Кабаньей и далее в сторону оз. Байкал (Гуруев, 1953; Колесников и Анисимова, 1957). В междуречье Намамы и Светлой этот Антаро-Светлинский разлом прослеживается по метаморфизованным катклизитам и миолигитам в известняках, туфосланцах и ортосланцах и ортосифоболитах уколкитской свиты.

В период каледонского дисципрофизма разлом был подновлен,

в результате чего образовались линейно вытянутые грабены, заключавшие кембрийские породы. Кроме того, Антаро-Светлинский разлом местами был "залечен" интрузивными гранитами витимканского комплекса (Огемский и Аункинский плутоны) и в дальнейшем эти участки реализовали на тектонические движения как жесткие блоки. Отдельные оперяющие трещины подновленного разлома послужили путями для внедрения гипабиссальных интрузий (γ и γ_1 и циркуляции гидротермальных рудных растворов. В мезокайнозойское время Антаро-Светлинский разлом был значительно подновлен. Возникли серии диагональных и поперечных нарушений типа сбросов в "жестких" участках — в Огемском и Аункинском плутонах и около них — а также ряд параллельных и субпараллельных тектонических нарушений. К последним относятся Светлинский, Нандонинский, Ирмакигский и другие сбросы. Мезо-кайнозойские движения были пострудными, что выразилось в смещении зон полиметаллического оруднения и зон измененных околорудных пород (Гуруев, 1958).

Светлинский сброс проходит вдоль широкой долины р. Светлой и имеет северо-восточное простирание. К юго-западу сброс уходит за пределы площади листа, а к северо-востоку прослеживается до среднего течения р. Умуга. Светлинский сброс представляет собой зону дробленных пород, основная часть которой проходит по долине долины и перекрыта мощными ледниковыми и речными отложениями. На левом склоне долины, против и ниже устья р. Намамы, сброс приводит в сопряжение ортосифоболиты икваского комплекса с гранитами (γ и γ_1) и породами уколкитской свиты. Несколько западнее оз. Удоконда сбросом образован резко выраженный в рельефе уступ высотой 120 м. В бассейне р. Умуг этот сброс пересечен более молодым сбросом.

Намаминский сброс аналогичен Светлинскому и имеет северо-восточное простирание. В долине р. Намамы он перекрывает ледниковые и речные отложениями. Опущено юго-восточное крыло сброса. Продолжение сброса наблюдается в вершине кливча Левого и Правого Каровых, где он приводит в сопряжение туфосланца уколкитской свиты с гранитами витимканского комплекса.

Нандонинский сброс, также имеющий северо-восточное простирание, прослежен в нижнем течении р. Ирмакигит, в долине р. Нандонин и в устье р. Икваскан. По-видимому, продолжением его является

сброс, который проходит через вершину клича Нисакон. Сброс представлен зоной раздробленных пород шириной 100-150 м (близ устья р. Интиджа); он приводит в соприкосновение ортоамфиболиты и туфогенные породы уюкитской свиты с кварц-серпичиолиты и другими сланцами нандонинской свиты. Опущено юго-восточное крыло сброса. Часто область сброса выражена отрицательными формами рельефа и перекрыта дельтавидной-продольными наносами.

В крайнем юго-восточном углу листа, в вершине р. Тураки, устанавливаются сбросы северо-восточного простирания. Они отчетливо выражены в рельефе и оконтуривают с юго-востока Туракскую депрессию. Ряд параллельных нарушений проходит несколько северо-западнее депрессии. Туракский сброс за пределами листа протягивается к северо-востоку к р. Котере, где на линии его простирания имеется выход горячего сернистого источника. К юго-западу Туракский сброс уходит к оз. Амут.

Между Нандонинским и Туракским сбросами обнаруживаются многочисленные, часто различно ориентированные, но по-видимому, разновозрастные нарушения. Так, весьма близким по типу и почти параллельным Нандонинскому сбросу является Нерунгинский разлом, который проходит поперек долины р. Нерунгиды и ее правого притока р. Слдинки, а далее к северо-востоку проследивается через долину р. Инамакит до р. Бурларкан. Разлом проследивается по катаклазмам и миконитам верхнепротерозойских пород и выражен в рельефе. Нерунгинский разлом смещает границы метаморфических зон и приближает слабометаморфизованные породы нандонинской свиты к инамакитскому гранитному плутону (8' P₂ b).

Сброс на правом водоразделе р. Интиджа против устья Иутчена обнаружен по небольшой зоне миконитизированных сланцев и известняков с зеркалами энолженитов. Этот сброс приводит в соприкосновение совершенно метаморфизованные породы нандонинской свиты со шлоком гранитов (8' P₁ ч).

В верховьях рек Инамакит, Интиджа, Ковыкта и Баргузин развиты серии различно ориентированных, но, по-видимому, разновозрастных сбросов. Сопряжение этих сбросов привело к образованию своеобразных местных депрессий, представляющих собой широкие чашеобразные расширения участков долин с пологими

профилям стока и заболоченным дном. По окраинам депрессий развиты дельтавидные отложения, придающие им пологоволнистую форму.

Сбросы, создавшие такие депрессии, являются очень молодой. Так, например, в верховьях р. Инамакит сбросом образован вертикальный уступ высотой 25 м, сложенный мраморами баргузинской свиты. Река здесь образует водопад высотой 20 м, она успешно проливает мраморы вверх по течению на 25 м. Это обстоятельство указывает на очень молодой (в пределах четвертичного периода) возраст подобных сбросов.

Кроме отмеченных, имеются и другие тектонические нарушения, менее отчетливо выраженные на местности и пока мало исследованные. Изучение их может иметь практическое значение, так как они нередко служат благоприятными путями для циркуляции рудоносных растворов и местами рудоотложения (полиметаллическое рудопроявление Удлг-Олеми, Наманское полиметаллическое месторождение).

Заканчивая раздел, отметим, что тектонические процессы, сформировавшие указанные разломы, не закончились и продолжают по настоящее время. Об этом свидетельствуют землетрясения, одно из которых произошло в июне 1957г. на границе Муикской впадины с Ижно-Муикским хребтом; интенсивность его в эпицентре достигала 10 баллов (Солоненко, Тресков и Флоренсов, 1957).

М Е Т А М О Р Ф И З М

Известны два противоположных взгляда на стратиграфическое положение так называемой баргузинской свиты. По взглядам одних исследователей (Домбровский 1939; Фомин, 1946; Калинин, 1956; Навиль, 1958) баргузинская свита считается самой древней в районе - нижнепротерозойской или даже арейской. Другие считают баргузинскую свиту более молодой - Верхнепротерозойской (Салоп, 1947, 1958; Турлуев, 1953; Шобогоров, 1954, 1956; Колесников и Анисимова, 1957).

Основной причиной разногласий является высокая степень метаморфизма пород баргузинской свиты по сравнению с породами нандонинской свиты. Сторонники древнего ее возраста признают высокую степень метаморфизма за основной критерий возраста пород баргузинской свиты и сравнивают ее с ниже-

прогерозойскими или архейскими образованиями других районов Прибайкалья.

В последнее время Л. И. Салоп (1947), А. В. Колесников и В. М. Анисимова (1957), П. Ч. Шобогоров (1956) занимались изучением природы метаморфизма пород района. На основании результатов этих пород они доказали, что высокий метаморфизм пород Баргузинской свиты связан с контактным воздействием гранитоидов баргузинского комплекса. Приводим некоторые результаты изучения процессов метаморфизма на площади листа М-49-IV.

Все породы района, независимо от их стратиграфического положения, мы грубо подразделяем на две группы — существенно силикатные (филлиты, углисто-серпичитовые, кварцевые сланцы и др.) и существенно карбонатные — (известняки, карбонатные сланцы, доломиты).

Учитывая взгляды А. Харкера (1934), Ф. Д. Тернера (1951) и Д. С. Коржинского (1955), в исследованном районе мы можем довольно отчетливо выделить следующие фации и ступени метаморфизма.

1. Региональный (?) метаморфизм (фация зеленых сланцев)

II. Контактный метаморфизм

А. Контактный метаморфизм, связанный с баргузинским комплексом гранитоидов Верхнепротерозойского возраста:

- 1) мусковит-хлоритовая ступень,
- 2) биотит-хлоритовая ступень,
- 3) биотит-гранатово-амфиболовая ступень.

Б. Контактный метаморфизм, связанный с витимканским комплексом гранитоидов нижнепалеозойского возраста:

- 1) биотит-актинолитовая ступень,
- 2) роговообманково-биотитовая или роговиковая ступень

III. Метаморфизм в породах кембрия.

Р Е Г И О Н А Л Ь Н Ы Й М Е Т А М О Р Ф И З М

(ФАЦИЯ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ)

Относительно слабо метаморфизованные породы, соответствующие фации зеленых сланцев (по Тернеру, 1951) и расположенные вне сферы контактового воздействия интрузий гранитоидов,

в некоторой степени условно отнесены к зоне регионального метаморфизма. Изменения, соответствующие этой зоне, установлены в породах всех свит верхнего протерозоя-урожитской, ниндонинской и баргузинской.

Регионально метаморфизованные породы характеризуются реликтовыми структурами, а также обилием новообразованных низкотемпературных гидроксисодержащих минералов, серпичита и хлорита. Структура пород реликтовая, обусловленная наличием биостолбчатой, биостолбчатой и биостолбчатой и биостолбчатой чешуйчатой, биостолбчатой основной массы и первично чешуйчатой структуры. Для цементировавшейся основной массы и первично чешуйчатой и пелитово-алевритовых пород этой зоны характерны гранолениидобластовая, микроленитотрансформированная, порфириобластовая и т.п. структура. Текстура пород почти всегда сланцеватая. Углистое вещество в породах палеозойское, но часто линки группируются в слутки в виде языков и линз, вытянутых по сланцеватости. В карбонатных породах метаморфизм выражен в некоторой перекристаллизации их. Региональный метаморфизм связывается с процессами складнообразования.

К О Н Т А К Т О В Ы Й М Е Т А М О Р Ф И З М

Около интрузий гранитоидов в исследованном районе довольно отчетливо выделяются концентрические зоны прогрессивного контактового метаморфизма, вместе с тем контактовые изменения около разновозрастных интрузий различны. Соответственно этому выделяются контактовый метаморфизм, связанный с баргузинским комплексом гранитоидов и контактовый метаморфизм, связанный с витимканским комплексом гранитоидов.

Контактный метаморфизм, связанный с баргузинским комплексом гранитоидов. Тромбидный тривитный бацит баргузинского комплекса (в юго-восточной части листа), имеющий очень пологие контакты с вмещающими породами, образует широкую (до 10-12 км) контактовую зону. Последняя по смене минеральных ассоциаций разделяется на три ступени прогрессивного метаморфизма, концентрически расположенных вокруг базового метаморфизма, соответствующего фации зеленых сланцев.

1. Мусковит-хлоритовая ступень образует внешнюю часть зоны контактового метаморфизма шириной от 2 до 5-7 км. Здесь

имело место еще очень слабое воздействие контактового метаморфизма, поэтому вполне естественно, что для пород этой ступени характерна сохранность первичных структур и минерального состава пород. Минеральные ассоциации в породах этой ступени следующие: мусковит-хлорит-кварц-кальцит (биотит); мусковит-хлорит-эпидот-кварц (кальцит-актинолит).

Приведенные минеральные ассоциации указывают, что по сравнению с минеральными парagenезисами регионального метаморфизма наблюдается изменение серпикита с переходом в мусковит, частично покрывается актинолит. Углистое вещество концентрируется в более крупные линзы. В карбонатных породах происходит неравномерная частичная перекристаллизация и концентриция углистого вещества в ступеньки.

2. Биотит-хлоритовая ступень занимает среднюю часть зоны контактового метаморфизма, ширина ее от 0,1-0,3 до 2-3 км. Минеральные ассоциации этой ступени более высокотемпературные по сравнению с предыдущей ступенью и соответствуют примерно биотит-хлоритовой субфации, по П.Эскола.

Внешняя граница этой ступени определяется появлением в существенно силикатных породах биотита и мелких зерен бурого или темно-красного граната. Как биотит, так и гранат покрываются почти одновременно. Для биотит-хлоритовой ступени характерны следующие минеральные ассоциации: биотит-мусковит-кварц (альбит-эпидот); мусковит-биотит-кварц (хлорит-клинопокизит); хлорит-биотит-кальцит-кварц (альбит-клинодокизит); биотит-мусковит-кварц (гранат-хлорит); биотит-актинолит-кварц (кальцит-хлорит).

Биотит, вероятно, кристаллизуется за счет мусковита и хлорита или частично за счет окислов железа. Хлорит и альбит здесь, по-видимому, являются реликтовыми минералами. Довольно часто присутствует в породах клинопокизит, за счет уменьшения содержания эпидота. Из акцессорных и второстепенных минералов присутствуют рутил, турмалин, пирит и апатит. Углистое вещество частично кристаллизуется, образуя трафит, а углесто-серпикитово-кварцевые сланцы превращаются в трафитизированные кварцитоподобные породы и кварциты. Первоначальная сланцеватость пород сохраняется полностью, но реликты первичных структур и минералов, столь характерные для пород

предыдущей ступени, здесь почти не сохранились.

В карбонатных породах отмечается дальнейшее ее осветление за счет концентриации углистого вещества в ступенные нити и линзы (процесс перекристаллизации углистого вещества в трафит, по сравнению с силикатными породами, по-видимому, несколько отстает). В незначительном количестве появляются новообразования актинолита. Зернистость пород становится более равномерной, и они приобретают облик мраморизованных известняков. Преобладает подосчатая текстура.

3. Биотит-гранат-амфиболовая ступень занимает внутреннюю часть зоны контактового метаморфизма.

Если в предыдущих двух ступенях метаморфизма наблюдались частичные изменения, выражавшиеся в перекристаллизации и перетруппировке некоторых минералов, то в пределах рассматриваемой ступени эти изменения достигают такой степени, что породы претерпевают полную реконструкцию и приобретают совершенно отличный облик. Породы превращаются в грубозернистые кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и мраморы. Сходство пород этой ступени с породами древних (нижнепротерозойских и архейских) толщ, а также проматанная площадь, занимаемая высокометаморфизованными образованиями, послужили причиной ошибочного вывода о их древнем (архейском) возрасте.

Наиболее характерные минеральные ассоциации этой ступени следующие: мусковит-кварц-биотит (клинопокизит); кварц-плагиоклаз-биотит-мусковит (гранат-дистен); кварц-мусковит-трафит (турмалин); диопсид-роговая обманка (биотит-мусковит); скаполит-роговая обманка-пироксен-микроклин; кварц-плагиоклаз микроклин-биотит (мусковит); диопсид (мусковит-трафит).

Карбонатные породы нацело перекристаллизованы и преобразованы в среднезернистые мраморы. Углистое вещество в них преобразовано в чешуйки трафита. В карбонатных породах, загрязненных глинистым материалом, присутствуют роговая обманка, плагиоклаз и биотит.

Таким образом, температура, при которой происходил метаморфизм, была довольно высокой.

Контактовый метаморфизм, с вынужденными восточными границами, в нижнепалеозой-

С К О Л О В О З Р А С Т А . Контактное воздействие гра-нищевидов вилмаканского комплекса на вмещающие породы вырази-лось в изменении минеральных ассоциаций в пределах неширокой зоны расположенной вокруг интрузивов. По характеру минераль-ных ассоциаций выделяются две ступени — биотит-актинолитовая и роговообманково-сиогитовая или роговиковая.

1. Биотит-актинолитовая ступень занимает внешнюю часть зоны контактового метаморфизма. В зависимости от размеров плутонов и крутизны их склонов, ширина (в плане) данной сту-пени сильно меняется. Например, около небольших штоков (ак-макитский, яксайский, ингиджанский и шамкинский) ширина зо-ны контактового метаморфизма не превышает 100-200 м. Ширина же данной ступени метаморфизма около отломного и вулканско-го плутонов достигает 1,5-2 км, а в местах пологих контактов их с вмещающими породами увеличивается до 3 км. Внешняя тра-ница прогрессивного контактового метаморфизма определяется первым появлением сиогита. Для пород этой ступени характерны следующие ассоциации минералов: серицит-хлорит-кварц (сиогит), мусковит-биотит-кварц (хлорит-кальцит); сиогит-актинолит-кальцит-кварц (клинозоизит); актинолит-альбит-киноцоизит (эпидот-биотит-кварц).

Надо полагать, что сиогит развивается за счет серицита и хлорита, тогда как актинолит присутствует в известковых сланцах и туфах. Среди пород биотит-актинолитовой ступени выделяются следующие разновидности: биотитовые, сиогит-актинолитовые сланцы и туфосланцы.

По-видимому, в этих минеральных ассоциациях хлорит, се-рицит и альбит являются реликтовыми минералами, характерны-ми для зоны регионального метаморфизма.

2. Роговообманково-биотитовая или роговиковая ступень занимает внутреннюю часть зоны контактового метаморфизма. Ширина пологих пород этой ступени метаморфизма, в зависимо-сти от размеров интрузивов и крутизны их склонов, меняется от 1-2 м вокруг небольших штоков до 2-3 км — (около отло-ского и вулканского плутонов. Для пород этой ступени ха-рактерен высокий термальный метаморфизм, который приводит к ороговиванию вмещающих сланцев и туфов. Типичные струк-туры этих пород: гранобластовая, неметагранаобластовая, ро-

говиковая. Сланцеватость пород в пределах этой ступени почти утрачивается. Для пород роговообманково-биотитовой ступени характерны следующие минеральные ассоциации: роговая обманка-плаггиоклаз-биотит-кварц; роговая обманка-плаггиоклаз (кварц); биотит-кварц-плаггиоклаз-связролит (гранат); сиогит-кварц-плаггиоклаз-пироксен-гранат.

Непосредственно на контакте с интрузивами гранитоидов иногда отмечается более высокотемпературные парагенезис ми-нералов, соответствующие пироксен-роговиковой фации (Тер-нер, 1951). В контакте с гранитами (У Рз, Ч) известны баргузинской свиты иногда скарнированы (вершина р. Усман, бас-сейны рек Улга и Огеми). Мощность скарнированных пород, иногда достигает 14-15 м, например, на водоразделе между Ле-вой и Правой Огеми.

М Е Т А М О Р Ф И Ч Е С К И Е П Р Ц Е С С Ы В П О Р О Д А Х К Е М Б Р И Я

В отличие от верхнепермевозойских пород в отложениях нижнего кембрия отсутствуют признаки широкоразвитых метамор-фических процессов. В них наблюдаются лишь узко локальные изменения, вызванные контактовым воздействием гранитоидов вилмаканского комплекса (акумакитский шток).

На водоразделе рек Акумакита и Сергино шток гранитоидов вилмаканского комплекса прорывает доломитизированные извест-няки биральманской свиты (Ст₁, Вг₁).

Контактное воздействие штока выразилось в новообразо-вании граната, хондрита, бесцветной слюды и хлорита в до-ломитизированных известняках и частичной их раскристаллиза-ции. Мощность измененных известняков 1-1,5 м.

Местные изменения кембрийских пород, выразившиеся в час-тичной раскристаллизации, окварцевании известняков и доломит-тов, хлоритизации и серицитизации конгломератов, песчаников, мергелей могут быть связаны также с зонами многоочаговых разрывных нарушений, с дайками диабазов биральманского комп-лекса, а также с зонами развития гидротермальных жил. Все эти изменения весьма незначительны как по площади, так и по степени метаморфизма.

Из изложенного выше анализа метаморфизма пороа Юго-Восточной части Антаро-Баргузинского междуречья можно сделать следующие выводы:

- 1) в исследованном районе имеют место проявления нескольких фаз метаморфизма;
- 2) наиболее ранней является фаза регионального метаморфизма, проявившаяся в условиях низких температур и высокого одностороннего давления (стресса);
- 3) высокотемпературный метаморфизм в районе связан с контактовыми воздействиями гранитоидных интрузий верхнепротерозойского и каледонского возрастов; контактовый метаморфизм, связанный с разновозрастными комплексами гранитоидов, различен; метаморфизм, связанный с гранитоидами баргузинского комплекса, привел к образованию широкой зоны метаморфического пороа типа кристаллических сланцев, мраморов, гнейсов и кварцитов, гранитоиды же витимганского комплекса образовали относительно узкие зоны ороговикованных пород;

4) изучение природы метаморфизма наряду с другими стратиграфическими и структурными признаками, исключают возможность отнесения баргузинской свиты к архею или нижнему протерозою.

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

Наиболее крупными геоморфологическими единицами района являются Северо-Муйский и Баргузинский хребты, Баргузинское нагорье и Верхне-Антарская впадина, образование которых тесно связано с мезо-кайнозойской неотектоникой. В хребтах и нагорье происходили интенсивные процессы разрушения и сноса, а во впадине - аккумуляция материала. В связи с этим выделяется область эрозивно-тектонического рельефа и область аккумулятивно-тектонического рельефа.

1. Область эрозивно-тектонического рельефа.

Эта область занимает всю горную часть района, в пределах которой намечается несколько морфогенетических типов рельефа.

Высокогорный альпийский рельеф с преобладающим ледниковым

в их ф о р м приурочен к основной части Северо-Муйского хребта, на абсолютных высотах, превышающих 1700-1800 м. Основные формы рельефа созданы ледниковой экзарацией, которая выразилась в образовании глубоких каров, пирамидальных вершин (карлинов), острых зубчатых гребней и переработке ранее существовавших эрозивных долин в троповые. Эти формы сохранили исключительную "свежесть", возможно из-за слабой последледниковой денудационной деятельности.

Высокогорный рельеф смяткими формами водоразделов и следами горно-долинного леденения и развит в наиболее возвышенной части Баргузинского нагорья - водораздельном прострстве верховьев рек Тураки, Ингиджан, Инамкит и Эджит. В отличие от отмеченных выше здесь характерны сложенные и обработанные ледником, формы рельефа. Экзарационная деятельность ледника выразилась в формировании широких неглубоких протов и плоских углублений - каров. На сложенных водоразделах часто отмечаются различных размеров эргатические впадины.

Среднеторный сильно расчлененный рельеф с преобладающим эрозивным форм занимает большую часть площади листа. Этот тип рельефа развит в районах распространения осадочно-метаморфических пород (Северо-Муйский и Баргузинский хребты и большая часть Баргузинского нагорья). Для него характерны абсолютные высоты в пределах 1200-1800 м. Решающую роль в формировании данного рельефа сыграла эрозивная деятельность густо разветвленной гидросети. Благодаря низкому базису эрозии долины рек отличаются глубокой врезанностью и крутыми склонами. Сочетание таких долин с узкими зубчатыми водоразделами создали сильно расчлененный линейно-рядовый рельеф. Относительные высоты здесь достигают 500-600 м.

Средне- и низкоторный рельеф эрозивно-денудационных ступеней наблюдаются в предгорной полосе Северо-Муйского хребта и в районе между р.Намака, древней долиной р.Баргузин и нижним течением р.Си-

нинды.

В предгорной полосе Северо-Муьского хребта, т.е. в районе между хребтом и Верхне-Антарской впадиной, наблюдаются сложенные волнистые поверхности, расположенные на различных гипсометрических уровнях. Этих уровней (ступеней) насчитывается три — верхняя (1650—1750 м), средняя (1200—1400 м) и нижняя (850—1000 м). Глубоко врезанные долины современной гидросети разбивают эти поверхности на отдельные реликтовые участки. Единичные реликты эрозивно-денудационных ступеней отмечены по окраинам долины р. Нинды, в среднем и нижнем ее течении.

В бассейне р. Сининды сложенные волнистые поверхности также образуют три ступени. Последние расположены на более высоких гипсометрических уровнях по сравнению с соответствующими ступенями предыдущих участков. Так, верхняя ступень здесь расположена в пределах абсолютных высот 1700—1900 м, средняя 1450—1600 м и нижняя 1100—1200 м. Остатки для всех ступеней является сложенность рельефа и развитые мощного эрозивно-делъвиального покрова. Местами на площадках ступеней отмечаются хорошо окатанные эвратические валуны. На поверхности нижних ступеней иногда встречаются аллювиальные отложения, представляющие разновозрастные песком и хорошо окатанной галькой.

Образование эрозивно-денудационных ступеней, по-видимому, связано с развитием блоковых движений земной коры, когда опускания впадин и поднятия хребтов чередовались с длительными остановами, во время которых успевал вырабатываться достаточно устойчивый рельеф.

2. Область аккумулятивного рельефа

Данный морфологический тип рельефа характерен для Верхне-Антарской впадины, представляющей собой обширную, слегка возвышающую равнину с небольшим уклоном в сторону оз. Байкала. Ровное широкое днище впадины заполнено аллювиальными отложениями рек Верхней Ангары, Котеры и их многочисленных притоков. К краям впадины ее днище постепенно поднимается и затем сливается с областью нагорного рельефа. Эта краевая часть впадины выполнена флювиоландиальными, золовыми, пролювиальными

ными и другими отложениями, имеющими свои специфические черты рельефа.

Холмистый рельеф на протяжении всего борда Верхне-Антарской впадины. Внешне он мало чем отличается от обычного нагорного эрозивного рельефа, но, как правило, имеет более мягкие очертания и общий наклон к центру впадины. Пролувиальный шлейф сглаживает резкий тектонический уступ, отделяющий впадину от горной части. Широкому развитию пролювиальных отложений как в борту впадины, так и в других участках района, способствуют благоприятные орографические условия (крутые склоны долины), климат и состав осадочного материала (морены, зоны дробления, трещиноватые породы, рыхлые песчано-дресвяные материалы, легко поддающиеся разрушению и сносу). Формирование пролювиального шлейфа начнется с момента заложения сброса, ограничивающего впадину, и продолжается непрерывно и по настоящее время.

Холмистогрядовой рельеф на озерах — флювиальный рельеф. Этот тип рельефа более широкое развитие и отличается в долине впадины в виде прерывистой полосы, шириной в среднем 5—6 км. Здесь имеются го округлые, то вытянутые в гряды холмы с ровными вершинами и пологими склонами. Они приподнимаются от первых сотен метров до нескольких километров в длину, высота их колеблется от 20 до 80—100 м. К периферии впадины приурочены террасированные уступы. Последние, в пределах высот от 20 до 150 м., могут быть сгруппированы в средний комплекс террас, а от 150 до 200 м. в верхний комплекс. В целом данный тип рельефа представляет равнину, слаборасчлененную небольшими долинами рек и узкими глубокими оврагами временных водотоков.

Рельеф золовых равнин на площадках террас среднего комплекса, сложенных флювиоландиальными озерами отложениями. Этот рельеф занимает площадь около 40—45 км² в районе оз. Шигон. Характерной чертой этого рельефа является наличие как дефляционных, так и аккумулятивных форм. Пески здесь образуют параллельные грядовые дюны высотой до 12—15 м и длиной до 5—5,5 км. Дюны ориентированы в широтном

или в северо-западном направлении под некоторым углом к борту впадины. Такая ориентировка дельных гряд была связана, по-видимому, с преобладающим направлением ветров. Пески в настоящее время заросли соевыми бором, в пониженных местах развиваются овраги временных водотоков. По всей вероятности, формирование рельефа золотых песков происходило в несколько иных чем теперь климатических условиях.

А л д а р а д а н а р а в н и н а занимает площадь (450-500 км²) площадь дна Верхне-Ангарской впадины, представленного пойменными и первыми надпойменными террасами рек Верхней Ангары, котеры и их многочисленных притоков. Это наименее расчлененная часть Верхне-Ангарской впадины с относительно небольшими преградами до 15-20 м. Наименьшие абсолютные отметки приурочены к западной части впадины в районе дер. Ченча, где они колеблются в пределах 469-465 м. К востоку и северо-востоку отметки незначительно повышаются в среднем на 45-50 м на расстоянии 100 м. Альвиальная равнина в основном представлена обширной поймой, которая в паводки заливается водой. В сухое время года — это обширная заболоченная равнина.

К западу от р. Туколада наблюдается постепенное опускание дна Верхне-Ангарской впадины (Думитрашко, 1939). Здесь современная пойма р. Верхней Ангары генетически представляет собой опущенную первую надпойменную террасу. Значительно меньшую площадь этой равнины занимает надпойменная терраса, объединенные в нижний комплекс. Эти террасы больше тяготеют к краевой части равнины.

В заключение приведем кратко схему развития современного рельефа.

С момента заложения Верхне-Ангарской впадины и поднятия хребтов процесс рельефообразования пошел по совершенно новому плану. Приподнятая часть стала ареной интенсивной эрозионной деятельности, а впадина — ареной аккумуляции. Процесс опускания и поднятия отдельных участков земной поверхности чередовались с периодами длительного стабильного состояния, когда успевавал выработаться довольно устойчивый плоский рельеф. Отражением этого является трехъярусная ступенчатость в рельефе. В четвертичное время, когда поднятие отдельных

участков земной поверхности достигло значительного размаха, район пережил эпоху оледенения.

По поводу кратности оледенения были высказаны различные мнения. Одними исследователями высказывалось мнение о двухкратном четвертичном оледенении (Добровольский, 1939; Фолин, 1947; Салоп, 1948; Яценко, 1950; Грулев, 1953, 1958 и другие). Иная точка зрения была высказана Н.В. Думитрашко (1951) и Н.П. Ладохиним (1954). Последние полагают, что в четвертичное время была эпоха оледенения, делившаяся на ряд фаз.

На основании полученных фактов, автор придерживается мнения о двукратном оледенении. Первое оледенение по типу, по-видимому, было близким к покровному. При этом в пределах средне- и низкотерья оледенение было покровным, а в высокогорных участках — близкое к горно-долинному. Деструкционная деятельность ледника была слабой и выражалась в формировании слабовыраженных троттов и дальнейшем сглаживании доледникового рельефа.

Затем в связи с изменением климатических условий произошла дегредация ледникового покрова, образование озерного реликма в Верхне-Ангарской впадине и отложение озерно-флювиогляциального материала.

Второе оледенение было также вызвано мощным поднятием отдельных участков земной поверхности. Это оледенение было типично горно-долинным (альпийского типа) и развивалось вокруг некоторых центров оледенения. Последние были приурочены к самым высоким участкам Северо-Муиского и Баргузинского хребтов. В пределах площади ледяного намечаются три центра питания. Первый был расположен в верховьях рек Инорагды, Мокчена и Правой Амунды, третий центр оледенения — в верховьях рек Кокунды, Наклони и ключей Каровых.

После дегредации ледников второго оледенения в Верхне-Ангарской впадине наступил второй период озерного режима и происходило формирование озерно-флювиогляциальных отложений. Поднятые, обусловившее горно-долинное оледенение, способствовало в последлениковом период развитии мощной эрозионной деятельности рек, сказавшейся в образовании каньонов, многочисленных террас, усложнивших ледниковые формы, и образовании в среднетерье линейно-грядового крутосклонного рельефа.

ефа. Золотые формы рельефа свидетельствуют о сухом и холодном климатическом режиме в недавнем прошлом.

Таким образом, современный рельеф носит яркие следы проявления неотектонического, денудационного, эрозийного и частично золотого факторов рельефообразования. Сочетание форм рельефа различного генезиса обуславливает своеобразие геоморфологического строения района.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Начиная со второй половины прошлого столетия вплоть до недавнего времени в пределах Антаро-Баргузинской горной страны были известны лишь месторождения меди в долине р. Наманы и россыльного золота в бассейне р. Котеры. Только за последние десятилетия в результате проведенных поисково-съемочных и разведочных работ был выявлен ряд точек с рудопроявлениями свинца, цинка, висмута и молибдена, а в россыпях установлены вольфрам, молибден, олово, тантало-ниобаты, марганец, неродково-лашские орудения расщепления. Кроме того, здесь имеются известняки, пригодные для получения известия, и строительные пески, запасы которых для местного потребления практически неисчерпаемы.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полиметаллы. Впервые наличие кварцевых жил с сульфидным оруденением было установлено В.В. Домбровским в долине р. Неругды (1939). Затем в связи с проведением разведочных работ на Наманинском месторождении (1951-1955)¹ и поисков на продолжении наманинских рудовывещающих структур были зарегистрированы многоочисленные точки с полиметаллическим и редкометаллическим оруденением (Гургулев, Шобоголов, Сасим, Тажа, Каницкий и Цыренов - 1951-1954 гг.). Наконец, в 1955-1956 гг. в

¹ Наманинское полиметаллическое и медное месторождение находится в 1,5 км к западу от рамки листа.

результате геологосъемочных работ был открыт еще ряд точек со свинцовой и свинцово-цинковой минерализацией (Шобоголов, Таскин и др.).

Все зарегистрированные рудные точки, за исключением полиметаллического рудопроявления в бассейне рек Улига и Оге-ме, связаны с кварцевыми, кварцево-карбонатными и кварцево-полевошпатовыми жилами. Последние наиболее часто встречаются среди пород углокипчатой и нандюнинской свиты, тяготея к экзо- и эндоконтактам гранитоидов витимканского и отчасти баргузинского комплексов. Все же в пределах листа было зарегистрировано более пятидесяти рудосных жил различной протяженности и весьма изменчивой мощности. Они встречаются как поодиночке, так и группами. Содержание свинца и цинка в них варьирует от сотых долей процента до нескольких процентов.

Значительное число кварцевых жил со свинцовой и свинцово-висмутовой минерализацией известно в долине р. Неругды, при впадении в нее ключей Красный и Оконит [29 и 31]. По данным поисковых работ (Фомин, Гургулев и др., 1955), этот участок где насчитывается около десяти кварцево-сульфидных жил, заделанных как в сланцах, так и непосредственно в массиве магеринской интрузии грейзенизированных гранитов (χ Pz₁ v), считается бесперспективным. При этом указывается, что жилы в большинстве случаев имеют линзовидную форму с частыми ответвлениями, раздувами и пережками. Мощность их колеблется от нитевидных до 1,5 м. По простиранию жил прослеживаются на несколько десятков метров. Рудные включения представлены неравномерно распределенными в породе включениями галенита, висмутита, реже молибденита и халькопирита. Химический анализ бороздковых проб показал содержание в кварцевых жилах: свинца от 0,02 до 2,48%, висмута 0,02%, молибдена от 0,006 до 0,018%; в грейзенизированных гранитах - висмута 1,82%, олова 0,0047%.

В вершине кт. Медвежьего (левый приток р. Нандюни) среди среднеэридных биотитовых гранитов витимканского комплекса, вблизи их контакта с породами нандюнинской свиты, установлены кварцевых и кварцево-карбонатные жилы с гнездообразными включениями галенита и висмутовых минералов (Каницкий и Цыренов, 1954; Шобоголов, Таскин и др., 1955). Мощность жил

изменчива и колеблется от 0,5 до 1,0 м. По данным спектрального анализа, содержание железа составляет десятки процентов, меди 1,0-10%, свинца, цинка, серебра и висмута 0,01-0,1% и молибдена — следы.

Свинцовое и свинцово-цинковое оруденение, связанное с кварцевыми жилами, отмечено также во многих других участках (долина р. Котеры, бассейны рек Огеми и Алдунды, юго-восточный борт Верхне-Ангарской впадины). Во всех случаях жила кварца имеет мощность менее 0,4 м при незначительном содержании свинца и цинка. Масштабы рудопроявлений свинца, цинка и других сопутствующих металлов невелики и в настоящее время не могут представлять практического интереса.

По нашему мнению, заслуживает серьезного внимания полиметаллическое рудопроявление в бассейнах рек Ульга и Огеми, где наряду с жильным типом установлен и прожилково-вкрапленный тип оруденения в карбонатных породах уксинитской свиты (Шобогоров, Цыренов и др., 1956).

Оруденение приурочено к прослоям карбонатных пород в зоне их тектонического дробления (водораздел рек Большой и Малой Огеми и Ульга) и установлено в трех разобщенных точках, отстоящих одна от другой на 1,0-1,5 км.

Первая точка (22) расположена вблизи контакта скарируемых карбонатных пород с гранодиорит-порфирами и представляет собой зону шириной 0,4 м. В пределах ее наблюдаются мелкодробленая оруденелая карбонатная порода и буровато-желтая глина притирания. Оруденение здесь развито по мелким тонким трещинам. Переплетаясь, они часто образуют линзовидные прожилки. Рудные минералы представлены галенитом с тонкой це-русиктовой корочкой и сфалеритом. Почти всегда присутствует пирит, псевдоморфозы по пириту образует лимонит. Химический анализ борозловой пробы показал содержание цинка — 1,77% и свинца — 0,74%.

Во второй точке (20) установлены мелкая вкрапленность, линзы и прожилкообразные скопления свинцово-цинковых руд, приуроченных к прослоям известняков, по которому проходит зона тектонического дробления шириной от 6,2 до 9,3 м. По результатам химического анализа борозловых проб среднее содержание составляет: свинца — 1,14% и цинка — 1,27%. Однако в силу не-

равномерного распределения рудных минералов на отдельных интервалах содержание свинца и цинка достигает соответственно 4,5 и 5,7%. Среди рудных минералов установлены: галенит, сфалерит, пирротин, пирит, реже халькопирит. Рудная зона проследжена по протиранию на расстоянии около 30 м, на глубину оруденение не изучено.

Третья рудная точка (19) представлена широкой (0,3 м) зоной дробления в известняках, залегавшей среди ороговичевых рудных туфов. В зоне нарушения породы сильно катеклазированы и покрыты густым ржаво-бурым налетом. Оруденение выражено в виде мелких линзовидных прожилков, то в виде редкой рассеянной вкрапленности галенита, сфалерита, халькопирита, реже висмутина и шедита. Спектральным анализом установлены свинец, цинк, медь в количествах от 0,01 до 0,1%, молибден (0,001 0,01%) и следы серебра.

Касаясь условий образования этих рудопроявлений, отметим, что, несмотря на разобщенность рудных точек, все они связаны между собой общностью происхождения. Во всех рассмотренных участках отложение рудных минералов происходило в пределах строго локализованных зон, отличающихся сильной дробленностью пород. Обилие пор и пустот предопределило пути циркуляции гидротермальных растворов и создало благоприятные участки для рудоотложения. При этом почти везде наблюдаются следы процесса частичного метасоматоза, который выражается приуроченностью оруденения к прослоям карбонатных пород и почти полным отсутствием оруденения в других породах этой толщ. По минеральному составу руды также характеризуются полной тождественностью. Порядок выделения рудных минералов в типичной стадии шел в следующей последовательности: пирит, с некоторым запозданием пирротин, а затем халькопирит и далее — сфалерит и галенит. Окисление рудных минералов выражено весьма слабо. Судя по минеральной ассоциации руд, нам представляется, что они являются среднетемпературными образованиями. Близость этих рудопроявлений к типобайкальскому типу трианит-порфиоров и гранодиорит-порфиоров витимканского комплекса, а также наличие в последних сульфидов свинца и цинка, позволяет усматривать между ними генетическую связь.

В пределах участка развития пород витимканского комплек-

са также зарегистрированы рудоносные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы. Они отмечаются главным образом на водоразделе рек Большой Ореми-Улуга-Малой Ореми и имеют тесную пространственную связь с прожилково-зкарпаленным полиметаллическим оруденением в известняках. Характерна также полная аналогия минерального состава руд, в которых главной составной частью является свинцово-цинковая минерализация. Мощность жил в большинстве случаев невелика и за редкими исключениями не превышает 0,4-0,5 м. Рудные минералы в них представлены галенимом, сфалеритом (до нескольких процентов), шеллитом и висмутовыми минералами (в виде редких знаков). Спектральным анализом отмечаются: молибден — 0,001%, медь — от 0,001 до 0,1% и серебро — от 0,001 до 0,01%.

В заключение следует указать, что участок Улуг-Ореми расположен на северо-восточном продолжении рудоносных структур Тур Наманинского месторождения и по условиям образования, а также по составу руд, встречающаяся на этом участке минерализация полностью аналогична свинцово-цинковому оруденению этого месторождения.

По данным разведочных работ (Фонин, Турдугев и др., 1955), оруденение Наманинского месторождения приурочено к карбонатным породами и контролируется мощными разломами типа сбросов. Поворы о масштабах месторождения, авторы отмечают, что, несмотря на малые подсчитанные запасы металлов, де истощена возможность наличия еще ряда других залежей, оитр может быть более крупных, чем выявленные в настоящее время.

Таким образом, имеясья данные как по Наманинскому месторождению, так и по рассмотренному участку, позволяют говорить о перспективности этого района в отношении цветных и редких металлов.

Золото является единственным полезным ископаемым, которое разрабатывалось в прошлом. Однако окончательные результаты детальных поисково-разведочных работ, а также характеристика отработанных россыпей по существу неизвестны.

Первые сведения о золотоносности бассейна р. Нандони дал горный инженер В.И. Захаров (1911). Он проводил шиховое опробование по др. Котеры и Нандони и установил слабую золотоносность, не имея, по его мнению, практического интереса. За-

тем, как указывают Д.К. Зегебарт, А.Г. Шпилько и др. (1946), в 1923 г. в бассейне р. Котеры, главным образом по ее притоку Нандони, проводились поисковые работы, открывшие россыпные месторождения по жильям Яисай, Богодикте и Яисакону. По-видимому, с этого времени начал функционировать прииск Яисай, который, по словам местных жителей, прекратил свое существование в начале 1950 г. В этот же период на участке периодически работали старательские группы по р. Нандони и правым ее притокам — Богодикте, Яисакону, Ингиджану и т.д. В 1929-1930 гг. комбинат "Баргузинзолото" проводил разведочные работы на золото в нижнем и среднем течении реки Котеры и Нандони и дал отрицательную оценку этому району. Однако в дальнейшем начали поступать отдельные сведения о старательских находках россыпного золота в ряде пунктов Северо-Западного Забайкалья, в том числе в бассейне р. Котеры. Последнее обстоятельство побудило Иркутский преед "Тинзолото" направить в Ангаро-Баргузинскую горную страну экспедицию, которая работала там в 1935-36 гг. и установила широкую золотоносность в отложениях водотоков системы реки Нандони. В это же время было открыто россыпное месторождение золота по жилью Красному и там же обнаружено теллуристовое золото-тессит (Ли, 1957). В 1936 г. здесь были организованы добычные работы (открытым способом), но из-за низкого содержания металла в россыпи он был прекращен в 1938 г. В 1945 г. в Ангаро-Баргузинской горной стране работала экспедиция треста "Золоторазведка" (Д.К. Зегебарт, А.Г. Шпилько и А.А. Яценко), которая пришла к заключению, что бассейн р. Котеры, в особенности ее левый приток — р. Нандони, представляет наибольший интерес для организации поисково-разведочных работ.

В 1952-1954 гг. в бассейнах рек Намамы и Нандони проводили попутные работы на золото Наманинская геологическая партия (Сасим, Турдугев, Канцкии, Шобогоров, Френкель). Результаты этих работ позволяют говорить лишь о слабой золотоносности района. Поисково-съемочные работы, проведенные в 1955-1956 гг. в пределах описываемого листа, также не дали положительных результатов в отношении золота. Только в бассейне р. Правой Амгунды был выделен ореол рассеяния золота, где оно отмечалось в виде окатанных пластинок от нескольких до де-

сایتов знаков на два лотка.

Золото в коренном залегании в пределах площади листа отмечено в отдельных кварцево-сульфидных жилах, в которых оно содержится в среднем в количестве 0,2 г/т. Однако Н.П. Михно в 1939 г. описал марказит-рутиловую жилу, встреченную им в долине р. Волжкочена (правый приток р. Баргузина) на расстоянии 1,5 км от ее устья; с содержанием золота в ней составляло 2 г/т (42). Жила приурочена к зоне нарушения, пересекающей толщу известняков баргузинской свиты. Мощность жилы около 0,4 м, она падает на северо-запад под углом около 70°. Внешняя часть жилы сложена агрегатом, состоящим из слугтаных кристаллов бурого руткила, внутренняя образована пиритом, марказитом, кварцем и полевым шпатом.

Молибден. Молибденовое рудопроявление в коренном залегании было открыто в 1953 г. на левом склоне долины р. Ниндо-ни, в 1,5-2,0 км ниже устья реки Ивалкинт. Здесь было установлено около двух десятков кварцевых и кварцево-полевшпатовых жил, расположенных в экзо- и эндоконтактовой зоне гранитов витимканского комплекса с разнообразными метаморфическими сланцами нандинской свиты (Гуртуев, Каницкий и др., 1958; Фолин и др., 1955). Мощность жил весьма изменчива как по простиранию, так и по падению и колеблется от 0,2-0,3 до 1,5-2,0 м. Молибденит отмечается в виде отдельных включений и редкой рассеянной вкрапленности. Содержание молибдена по данным химического анализа бороздовых проб составляет от 0,002 до 0,05% (в одной пробе - 0,12%). По заключению исследователей, из-за низкого содержания металла рудопроявление не имеет практического интереса.

Кроме визуально наблюдавшихся рудопроявлений, металлотермической съемкой на площади листа выявлены 8 ореолов рассеяния молибдена, связанных как с витимканским, так и баргузинским комплексами гранитоидов.

Вольфрам. Коренные рудопроявления вольфрама в виде единичных знаков швелита отмечены в кварцевых жилах и в зоне раздробленных известняков на участке Улт-Отеми. В россыпях вольфрам широко распространен также в виде швелита. Последний встречается в отложениях почти всех рек района в виде отдельных знаков. Только в бассейне рек Улта и Отеми швелит встречается в

количестве 100-150 г/м³, в породе здесь наблюдаются сравнительно крупные полукатаные или угловатые зерна швелита. Такая закономерность в пространственном распределении швелита в шлихах и установленный на участке металлотермической съемкой ореол рассеяния вольфрама с максимальным содержанием 0,3%, несомненно, являются благоприятными признаками и указывают на возможное выявление здесь коренного месторождения. В этой связи заслуживает детального изучения нередко встречающиеся здесь скарны и скарированные породы.

Редкие знаки швелита, распространенные по всей остальной площади листа, генетически связаны с гранитоидами, в которых этот минерал присутствует в виде акцессорной примеси и не имеет практического интереса. Металлотермической съемкой зарегистрированы еще два ореола рассеяния вольфрама в вершине р. Ниндо (25 и 26), контуры которых в общих чертах совпадают с указанными выше ореолами рассеяния молибдена. Содержание вольфрама составляет от 0,003 до 0,03%.

Олово в коренном залегании неизвестно, если не считать ничтожного содержания (0,0047%), отмеченного в трейзензилованных гранитах (Pz_1 , v) из долины р. Нерунгун. По данным металлотермической съемки, выделяется ореол рассеяния олова в долине р. Левой Алдунды (40) с содержанием до 0,01%. Ореол отмечается на площади, сложеной мраморами и гнейсами, интрузивными гранитами баргузинского комплекса.

Висмут часто ассоциируется со свинцом и цинком, встречается в кварцевых жилах и отмечается всегда в подчиненном количестве, содержание его не превышает сотых долей процента. Кроме того, висмут установлен в трейзензилованных гранитах (Pz_1 , v) в долине р. Нерунгун (30), где химический анализ бороздовых проб показал содержание его 1,82%. Висмут в виде висмутина часто отмечается в шлиховых пробах в количестве от знаков до весового содержания, причем наибольшая его концентрация (до 5 г на 1 м³ породы) наблюдается в отложениях рек Улта и Отеми.

Лантан. В 1946 г. П. Дондос, проводившая исследование торфяных и минеральных источников в бассейне р. Верхней Ангары, изучала гранитные пегматиты в районе дер. Ченча (I) и установила в них ряд ценных минералов. Мощность жил пегматит-

тов указаны довольно приближенно, они встречены в ряде пунктов:

1) на левом берегу р. Котеры, ниже дер. Ченча, обнаружены гранит-пегматит, содержащий танталит, флюорит, азалит¹, циркон и магнетит;

2) близ Усть-Котерского сероводородного источника имеется жила пегматита, в которой отмечены танталит, флюорит, ортанжит¹, циркон, турмалин, лимонит;

3) в окрестностях дер. Ченча в пегматитах отмечены тантал, флюорит, магнетит, ортанжит¹, циркон.

Сведения о количестве содержания в пегматитах перечисленных минералов П. Дондоба не приводит.

В 1956 г. согласно устной заявке Д. М. Салота были детально описаны аллювиальные отложения р. Алдунды на фертросонит и выявлен ореол рассеяния тантало-ниобиевых минералов в бассейне этой реки и на междуречье Андиджан - Алдунда. Среди усложненных минералов наибольшим распространением пользуются фертросонит¹. Другие минералы этой группы встречаются в количестве от редких до нескольких знаков, зерна их полукруглые или угловатые. Генетически тантало-ниобаты связаны с пегматитами гранитоидов баргузинского комплекса.

Марганец. Ореол рассеяния марганца (41) выделяется на водоразделе рек Баргузин-Нерунга-Имакиит по результатам шихового опробования. Марганцевые минералы в пробах отмечаются в количестве от знаков до весового содержания, достигающего 155 г/м³. Этот район сложен породами баргузинской свиты и гранитами верхнего протерозоя. Коренной источник марганцевых минералов неизвестен.

Титан. На правом борту долины р. Турикон среди биотит-гранатовых сланцев баргузинской свиты отмечена кварцевая жила с темпо-коричневыми удлиненными кристаллами рутила. Мощность жил около 1,0 м. Спектральный анализ показал содержание титана - 0,1%, марганца и цинка - 0,01%.

В аллювиальных отложениях рек района в большом количестве встречены глиносодержащие минералы - клинкенит и рутил. Со-

¹ Встречены в виде акцессорных минералов.

держание первого достигает 700 г, второго - 62 г на 1 м³ пород.

Н Е М Е Т А Л И Ч Е С К И Е П О Л Е З Н Ы Е И С К О П А Е М Ы Е

Неудачные полезные ископаемые, представляющие на площади листа незначительными проявлениями мусковита и месторождениями некоторых строительных материалов, при современной степени освоения района не имеют практического интереса.

Мусковит отмечается в некоторых пегматитах баргузинского комплекса, широко распространены в бассейне рек Баргузина, Андиджана, Синиди и др. Кристаллы мусковита имеют в среднем незначительные размеры, в редких случаях достигают 1,0 x 1,5 см и, как исключение, 10,0 x 15,0 см. На основании результатов поисковых работ на сланду району дана ориентировочная оценка (Полетаев, Шилонов и др. 1955; Чернов, 1956).

Известняки довольно широко распространены, они отличаются непостоянством состава. В одних участках отмечено высокое содержание MgO (18,3%), в других - оно ничтожно мало (6%). По-видимому, при систематическом опробовании удастся выделить участки наиболее чистых известняков, могущих служить сырьем для производства цемента; для обжига на известь они вполне пригодны и используются в настоящее время местными населением.

Пески. В пределах Верхне-Ангарской впадины песчаные отложения занимают обширные пространства и имеют значительную мощность. Содержание кварца в песке обычно не превышает 60%, в составе тяжелой фракции непременно присутствуют железосодержащие минералы (магнетит, гематит и др.). Все это исключает возможность использования песков для производства стекла. Местное население использует их в качестве примесей при производстве кирпича.

Минеральные и термальные источники расположены в двух участках вдоль вго-западного борта Верхне-Ангарской впадины и связаны с глубокими разломами, скрытыми под четвертичными отложениями. Эти источники были изучены в 1946 г. геолого-логической партией Сосновской экспедиции под руководством П. Дондоба.

Група Устър-Котерских минеральных источников расположена вдоль левого берега рек Котеры и Верхней Антары в районе дер. Ченча, они выходят в зоне протяжением около 4,5 км. Выходы источников приурочены либо к береговым обрывам, сложенным кристаллическими известняками (P₂ Br), либо непосредственно к руслам рек. Всего отмечено пять источников, которые легко обнаруживаются по сильному запаху сероводорода и наличию подводящих трафонов с выделением спонтанных газов. Кроме того, на дне осаждаются черные трясина с сильным запахом сероводорода и белые хлопьевидные осадки. Воды этих источников обладают низкой температурой (от 6,6° до 10,2° при температуре воздуха 5-12°) и имеют гидрокарбонатно-кальцево-кальциево-магниевого состав. Состав газовых струй не изучен.

Ирканский сульфидный источник расположен на северо-западном берегу оз. Ирканы. Выходы источника прослеживаются вдоль подножия надпойменной террасы в виде отдельных ключей, с заметно разрабатанными рудными воронками. Район выхода источника сложен биотит-до-говообманковыми гранитами (γ Pz₁ γ). Температура воды в отдельных источниках колеблется от 22 до 30°, при температуре воздуха 19,5° и атмосферном давлении 710 мм. Дебит источников от 1 до 3 л/сек. Вода в источниках прозрачная, бесцветная и без привкуса. На наиболее мощном выходе источника имеется приливное когтажное устройство, он используется местным населением для лечебных целей. Высота столба воды в колоде достигает 0,5 м. По химическому составу вода этого источника относится к типу сульфатно-натриевых вод, характерных для вод глубоких тектонических трещин в областях развития гранитных массивов. Температура источника дала основание Ц. Дондуба предполагать, что питающие воды ориентировочно залегают на глубине 1000 м.

Итак, заканчивая обзор рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых района, в первую очередь следует выделить как наиболее интересную древнюю, но впоследствии подновленную, Антаро-Светлинскую тектоническую зону. К ней приурочено Наминское полиметаллическое месторождение и коренные проявления полиметаллов в бассейне верховьев рек Улага и Огеми. К Антаро-Светлинской тектонической зоне в бассейне рек Улага и Огеми

приурочен шедит, обнаруженный во многих шихах в весеом содержании. Кроме того, по данным металлотрического опробования, в этой зоне можно выделить ореолы рассеяния вольфрама и молибдена. В связи с этим нам представляется несомненно интересным прослеживание и изучение этих рудоуплотняющих структур от верховьев р. Левой Анхунды на юго-запад до известного Наминского полиметаллического месторождения. Следует также тщательно изучить все разломы, оперяющие их трещины, особенно развитые в карбонатных породах. Последние являются наиболее благоприятными вмещающими породами для отложения полиметаллических и медных руд.

Вполне очевидна также пространственная связь известных полиметаллических рудопроявлений с телами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лейкокраговых гранитов. С последними может быть генетически связано молибденовое рудопроявление и образование скарнов, несущих рудометалльное оруждение.

В отношении рудометалльного оруждения представляет интерес восточная часть площади листа, особенно бассейны рек Богодикты, Алхунды и междуручье Ингицжан-Алхунды, где установлены ореолы рассеяния молибдена, тангста и ниобия, олова. Не исключена возможность, что молибденовое рудопроявление связано с молодой рудноосными интрузивами, которые могут быть выделены в результате дальнейших детальных поисково-съемочных работ. Тангстало-ниобаты генетически связаны с пегматитами баргузинского комплекса. Вполне возможно, что с ними связано также и олово. В связи с этим заслуживают детального изучения граниты и пегматиты, особенно в пределах выделенного ореола рассеяния тангста и ниобия.

Обращает на себя внимание ореол рассеяния марганца, который охватывает междуручье Баргузин-Нерунга-Инамакит, где распространены преимущественно породы баргузинской свиты.

Исходя из изложенного выше, мы считаем необходимым рекомендовать следующее:

1. Провести поисково-разведочные работы в масштабе 1:10 000 на площади около 20 км² в бассейне рек Улага и Огеми с целью: а) проследить как по простиранию, так и в глубинную выделенные рудные зоны и кварцевые жилы со свинцово-цинковой минерализацией и дать перспективную оценку этого участка

на на полиметаллы, б) выявить месторождения молибдена, вольфрама и висмута и выяснить тенегиескую связь с теми или иными структурами. В этом отношении весьма интересно провести изучение широко развитых на участке скаров, скандинавских пород и преэнезизированных гранит-порфиров и гранитов.

2. Провести поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади 400-450 км², ограниченной с севера верховьями рек Срамкой и Левой Амгунди, с востока — линией меридиана 111°15'; с запада — западной рамкой листа и с юга — примерно широтой 55°30'. Основной целью этих работ должно явиться: а) расширение перспектив Намангинского полиметаллического месторождения к северо-востоку; б) выявление новых месторождений цветных и редких металлов.

3. Провести поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади 600-700 км² на юг от бассейна р. Богдодикты вплоть до южной рамки листа с целью: а) выявления месторождений молибдена в пределах названных ореолов рассеяния; б) выявления масштабов оруденения тантал-ниобатов, связанных с пегматитами (р. Р2 в).

4. Провести поисково-режимонные работы на выявленных ореолах рассеяния молибдена в бассейнах кличей Известного Буторкана и Малого Дывожика, а также на левобережье р. Баргузина. Одновременно с этим провести проверку марпанценности верхнепротерозойских осадочно-метаморфических и кристаллических пород в пределах ореола рассеяния марганца на междуречье Намангит-Неругитда-Баргузин.

5. В ближайшее время провести кондиционную геологическую съемку масштаба 1:200 000 на смежном с запада листе N-49-III. Площадь этого листа также может быть перспективной в отношении цветных и редких металлов, но до сих пор она почти не изучена, если считать съемку, проведенной В.В. Дюкоровским (1939) в масштабе 1:1 000 000.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды района можно подразделить на воды кристаллических пород и воды эффузивных и ледниковых отложений.

1. Водоносность кристаллических пород связана с их трещи-

новатостью, воды циркулируют по развитым системам трещин и зонам разломов. Основным источником питания трещинных вод являются атмосферные осадки, которые просачиваются через поровых рыхлых отложений и, попадая в трещины, циркулируют сообразно направлению господствующих трещин. Кроме того, наличие отдельных минеральных и термальных источников, по-видимому, также указывает, что они питаются глубинными водами. Продвижение последних должно быть связано с тектоническими нарушениями.

Деятельность подземных приповерхностных вод и их выход на дневную поверхность зависят не только от обилия, но и от уровня эрозийного среза и от экспозиции склонов речных долин. В целом трещинные воды кристаллических пород характерны: а) гидрокарбонатно-кальциевые, реже гидрокарбонатно-магниевого состава; б) сравнительно низкой температурой (от 2-3 до 6-7°); в) довольно заметным колебанием дебитов источников в различное время года; г) хорошиими вкусовыми качествами.

Кроме вод, связанных с трещиноватостью кристаллических пород, на территории листа имеются источники, которые питаются за счет глубинных вод, восходящих по зонам разломов. К ним относятся описанные в главе "Полезные ископаемые" минеральные и термальные источники, выходящие вдоль юго-западного борта Верхне-Антарской впадины. Эта группа Усть-Котерских минеральных источников приурочена к крупной зоне разлома, находящейся на левом берегу р. Верхней Ангары в районе дер. Ченча. Как уже было сказано, источники характеризуются низкой температурой, гидрокарбонатно-кальцево-кальциево-магнезным составом и выделением газовых струй с запахом сероводорода.

Ирканинский субтермальный источник расположен на северо-западном берегу оз. Ирканы на расстоянии 4 км от дер. Верхне-Ангарска (Ирканы). Повышенная температура воды источника (34°) указывает на ее глубинное происхождение.

2. Воды эффузивных и моренных отложений приурочены к долинам основных рек и к Верхне-Антарской впадине. Водопоток при горизонтом для этих вод служат породы, уплотненные доплетней мерзлотой, залегающие на различной глубине. В зав-

симости от этой глубины изменяется также глубина залегания уровня грунтовых вод. В некоторых долинах рек, имеющих широкие долины, где сток воды затруднен, нередко наблюдается заболачивание, например, в Верхне-Ангарской впадине, в долинах рек Сининды, Инамакита и др. Воды аллювиальных и моренных отложений всегда отличаются прекрасными вкусовыми качествами.

В изучаемом районе повсеместно развиты многолетние мерзлота. Мощность деятельного слоя мерзлоты колеблется от 0,15 м на заболоченных участках и на северных склонах до 2-3 м на сухих участках, хорошо дренированных участках террас.

В заключение отметим, что влажность в рассматриваемом районе значительна, избыток грунтовых вод и наличие многолетней мерзлоты нередко служат помехой при прохождении горных выработок.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Гостехиздат, 1957.

Гурьев С. А. О соотношении свинца и цинка в полиметаллических месторождениях. Изв. Сиб. Отд. АН СССР, 1958.

Гурьев С. А. О кратности четвертичного оледенения в Баргузинском хребте. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 2, 1958.

Домбровский В. В. Геология Байкало-Палеозойского нагорья. Тр. Вост. Сиб. Геол. упр., вып. 26, 1940.

Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк Верхне-Ангарской котловины. Тр. Инст. геол. АН СССР, вып. 31, 1959.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Тр. Инст. геол. АН СССР, 1952.

Ескин А. С. Беличенко В. Г. О палеозойских гранитах Баргузинского хребта. Докл. АН, т. 19, №1, 1958.

Заварин Ч. К. И. А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основн. пробл. в учении о магматогенных рудных месторождениях, 1955.

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архей В. Сибири. Тр. Инст. геол. АН СССР, вып. 61, петрогр. серия № 21, 1945.

Котлярьский В. К. Геологические исследования в северо-западной части Баргузинского округа в 1911 г. Геол. исслед. в золотоносной обл. Сибири, вып. IX, 1913.

Ладохин Н. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта. СОПС БМАССР, Улан-Удэ, 1954.

Ли А. Ф. Теллуриды минералы в северо-восточном Прибайкалье. Зап. Всес. Мин. Общ., ч. 86, 1957.

Миткевич В. Д. Часский Е. Очерк о геологических исследованиях месторождения медных руд по р. Наме. Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири, Ленский район, вып. IX, 1913.

М о л д а з а н ц е в Е . П . Шелочные породы левых притоков р. В. Ангары, Изв. геол. ком., вып. 9, т. 43, № 5, 1924-1925.

П а в л о в с к и й Е . В ., Х р е н о в П . М . и др. Древние толщи Баргузинно-Витимского района Забайкалья. Вопр. Геол. Азии АН СССР, том I, 1954.

П а в л о в с к и й Е . В . Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

С а л о п л и . Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Геологический журнал, 1954.

С а л о п л и . Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. Междувед. совещ. по разраб. страт. схем Сибири, 1956. Изд. АН СССР, 1958.

С о л о н е н к о В . П . Ф л о р е н с о в Н . А . и др. Сильное землетрясение в Восточной Сибири. Газета Восточно-Сибирская правда, 13 октября 1957.

Т е р н е р Ф . Д . Эволюция метаморфических пород. Изд-во инostr. лит. Москва, 1954.

Т и х о н о в В . А . К стратиграфии Средне-Витимской Горной страны. Мат. по геол. и полез. ископ. Вост. Сибири, вып. I (ХХП), Иркутск, 1957.

Т и х о н о в В . Д . Основные черты тектоники северной части Средне-Витимской горной страны. Тр. первого совещ. по металог. Зап. Забайкалья, Иркутск, 1958.

Т к а ч у к В . Т . Я с н и ц к а Я . Н . В . и др. Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР, ВФ АН СССР, Иркутск, 1957.

Х а р к е р А . Метаморфизм. ОНТИ, М. 1934.

Х р е н о в П . М . Метаморфические горные породы центральной части Икеевского хребта и некоторые вопросы металлогении. Мат. СОВС ВМ АССР, вып. 3, Улан-Удэ, 1957.

Ш о б о г о р о в П . Ч . Новая находка кембрийской фауны в метаморфической серии Байкальской горной области. Докл. АН СССР, том 106, № 3, 1956.

Ч е р н о м Д . А . Очерк тектоники Котеро-Муицкого водораздела (Северное Забайкалье). Изв. Сиб. отд. АН СССР № 2, 1958.

Я ц е н к о А . А . Об оледенении Байкальской горной области. Вопр. Геогр., 21, 1950.

Ф о н д о в а я I

Б о ч к о в Д . А . Отчет о геологопоисковых работах по северным склонам Укокитских холмов. 1936.

I Крашится в фондах Бурятского геологического управления

Б и с т р о в П . Отчет о геологопоисковых работах по р. Намаме и в вершинах рч. Нандони и Ангаджана в 1936 г.

Г у р у л е в С . А . К а н и ц к и й В . Д . и др. Геологическое строение Наманского рудного района (результаты геологосъемочных работ Чийчинской и Нандонинской партий за 1953 г.), 1954.

Г у с е в а А . К . Полезные ископаемые Баргузинской тайги. Фонды ВГУ, 1940.

Д о м б р о в с к и й В . В . Г у с е в а А . К . Ангаро-Баргузинская горная страна. (Отчет о работах Верхне-Ангарской партии, 1939), 1940.

К а л и н и н а К . П ., К о к о р и н Д . А . Геологическое строение верховья р. Муи и прилегающих хребтов. (Отчет Муиской геологосъемочной партии масштаба 1:1 000 000 за 1947 г.), 1948.

К а н и ц к и й В . Д ., Ц и р е н о в Д . Ц . Геологическое строение р. Нандони. (Отчет о работе Котерской партии за 1954 г.), 1955.

К о л е с н и к о в А . В . и А н и с и м о в а З . М . Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа N-49-IX, 1957.

Л и А . Ф . и К о р н т о в а Д . М . Реконструкция геологосъемочные работы в системе р. Намамы и верховья Баргузина, 1935.

М а д л и ш е в а А . А . Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа 0-50-XXXI, 1958.

С а л о п л и . И . Геологические исследования в Ангаро-Баргузинской горной стране. (Отчет о работе Баргузинской партии за 1947 г.), 1948.

Т и х о н о в В . Д . и Р е в я к и н Д . В . Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа 0-50-XXV, 1956.

Ф о м и н Н . И . Ш е р б и н и н а А . И . и др. Геологическое строение бассейна рр. Намамы, Улуна, Бирамы и правобережья верхнего течения р. Баргузин. (Отчет Верхне-Баргузинской геологосъемочной партии за 1946 г.), 1947.

Ф о м и н Н . И ., Г у р у л е в С . А . и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ Наманинской партии ИГУ за 1951-55 гг., 1956.

Ш о б о г о р о в П . Ч . Т а с к и н А . П . и др. Геологическое строение Северо-Муицкого хребта в пределах листа N-49-IV. (Отчет Верхне-Ангарской партии за 1955 г.), 1956.

Ш о б о г о р о в П . Ч ., Ц и р е н о в Д . Ц . и др. Геологическое строение Баргузинского нагорья в пределах листа N-49-IV. (Отчет Верхне-Ангарской партии за 1956 г.), 1958.

Приложение I
С п и с о к
промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на
листе N-49-IV карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку	Примечание
8	I-4	Яксайское россыпное месторождение золота	Отработано	Р	6	
17	II-4	Богодиктинское месторождение золота	Отработано	Р	6	
32	III-8	Шукинское месторождение золота	Отработано	Р	6	
34	III-3	Месторождение золота кл. Известкового	Отработано	Р	6	
35	III-8	Месторождение золота кл. Бугаркана	Отработано	Р	6	
28	III-2	Краснинское месторождение золота	Отработано	Р	6	

82

Приложение 2
С п и с о к
проявлений полезных ископаемых, показанных на листе N-49-IV карты
полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
37	III-4	Пуриконское рудопоявление титана	Кварцевая жила мощностью от 0,3 до 1,0 м. В кварце наблюдаются редкие удлиненные кристаллы рутила. Спектральным анализом установлено содержание: Fe, Ti - 0,1%, Mn, Zn - 0,01%	7	
41	IV-2	Марганцевое проявление на водоразделе рек Баргузин-Нерунгда-Инамакит	Ореол рассеяния. Марганцевые минералы присутствуют в шлихах от знаков до весового содержания (155 г на 1 м ³ породы)	7	
6	I-3	Туколальское рудопоявление свинца	Мелкие элювиально-делювиальные свалы молочно-белого кварца с отдельными кристаллами галенита	6	
5	I-3	Водораздел рек Турик-Куликанда, рудопоявление свинца	Элювиальные глыбы сильно обогрешенного трещиноватого кварца с включением галенита, пирита и окислов меди	6	

83

7	I-4	Бассейн реки Янчуй, рудопроявление свинца	Элювиальные свалы обохренного и ноздреватого кварца с мелкокристаллическим галенитом	6
II	II-2	Верховье реки Турликон, рудопроявление свинца	Элювиальные глыбы светлой породы с мелкими кристаллами галенита и пирита	
I3	II-3	Верховье рч. Медвежий, рудопроявление свинца	Три кварцевые жилы мощностью от 0,7 до 1,0 м с галенитом, висмутином и халькопиритом. Спектральный анализ показал содержание Fe - десятки процентов, Cu - от 1,0 до 10%, Pb, Zn, Ag и Bi от 0,01 до 0,1%	2 и 6
I2	II-3	Бассейн реки I-я Аункины, рудопроявление свинца	Дайка мелкозернистого биотитового гранита мощностью 1 м с сидеритом и галенитом	6
I4	II-3	Ангиджанское рудопроявление свинца	Кварцевая жила, мощностью 0,2 м с галенитом. Кварц молочно-белый, наблюдается ноздреватость, по стенкам которой развивается друза горного хрусталя. Спектральным анализом установлено содержание Fe, Ti, Pb, Ag и Sb от 0,01 до 0,1%	
I5	II-4	Мало-Яксайское рудопроявление свинца	Кварцевая жила мощностью около 1,0 м с галенитом, пиритом и сидеритом	6
I6	II-4	Турийское рудопроявление свинца	Мелкие делювиальные глыбы кварца с галенитом	6

19	III-I	Огемское рудопроявление свинца и цинка	Зона дробления известняков мощностью 0,3 м, где наблюдаются линзовидные прожилки и рассеянная вкрапленность сульфидов свинца и цинка	7
20	III-I	Огемское рудопроявление свинца и цинка № 2	Зона дробления в известняках мощностью до 9,3 м. В этой зоне наблюдаются вкрапленники и линзовидные прожилки галенита и сфалерита. Прослежена на 30 м. Содержание свинца достигает 4,91%, цинка 5,7%	7
21	III-I	Огемское рудопроявление свинца № 2	Кварцевая жила мощностью 0,3 м с галенитом. Спектральным анализом установлено содержание Cu - от 0,01 до 0,1%; Pb - от 1,0 до 10%; Zn - от 0,01 до 0,1%	7
22	III-I	Огемское рудопроявление свинца и цинка № I	Зона дробления в известняках. Мощностью 0,4 м. Оруденение представлено тонкими линзовидными прожилками галенита и сфалерита. Химическим анализом бороздовой пробы установлено содержание Pb - 0,74% и Zn - 1,77%	7
23	III-I	Огемское рудопроявление свинца № I	Отдельные делювиальные глыбы серого обохренного кварца с галенитом	7
24	III-I	Верхне-Няндонинское рудопроявление свинца	Делювиальные глыбы трещиноватого белого кварца с галенитом	6

29	Ш-2	Рудопроявление свинца участка Красного	Серия кварцевых жил как в гранитах, так и в метаморфических сланцах мощностью от нитевидных до 1,5-2,0 м. Протяженность жил в среднем не превышает нескольких десятков метров. Оруденение представлено галенитом, висмутином, молибденитом, халькопиритом. Химический анализ бороздовых проб показал содержание Pb - до 2,5%, Zn - 0,02%, Mo - 0,018%	5
31	Ш-2	Окоkitское рудопроявление свинца	Две кварцевые жилы мощностью от 0,4 до 0,8 м с галенитом	5
42	IУ-2	Баргузинское рудопроявление золота	Марказит-рутиловая жила мощностью 0,4 м с содержанием золота 2 г/т	3
10	П-2	Бассейн рек Уколкит (Ангарский) и Амнунда (Ирканинская)	Ореол рассеяния золота со знаковым содержанием	6
9	П-I Ш-I	Участок "Улюг-Огеми" Проявление вольфрама и молибдена	Ореол рассеяния вольфрама и молибдена с содержанием W - до 0,3%, Mo - от 0,001 до 0,03%	6,7
25	Ш-I	Верховье р.Няндони. Проявление вольфрама и молибдена	Ореол рассеяния вольфрама и молибдена с содержанием W - от 0,003 до 0,03% и Mo - от 0,003 до 0,01%	6
26	Ш-I	Среднее течение р.Кокунда. Проявление вольфрама и молибдена	Ореол рассеяния вольфрама и молибдена с содержанием W - от 0,003 до 0,03%, Mo до 1%. Приурочен к гранитному массиву с ксенолитами кристаллического известняка	6

27	Ш-2	Инамакитское рудопроявление молибдена	Около двух десятков кварцевых, кварцево-полевошпатовых жил мощностью от 0,3 до 2,0 м. Большинство жил - быстро выклинивающиеся линзовидные тела, содержащие молибденит. Химический анализ бороздовых проб показал содержание Mo - от 0,002 до 0,12%	5
18	П-4	Ореол рассеяния молибдена в междуречье Богодикта - Котера	Ореол рассеяния молибдена с содержанием до 0,01%	7
43	IУ-2	Ореол рассеяния молибдена в междуречье Синида-Баргузин	Ореол рассеяния молибдена с содержанием от 0,003 до 0,01%	7
33	Ш-3	Ореол рассеяния молибдена в междуречье Инамакит-Ингиджан	Ореол рассеяния молибдена с содержанием от 0,003 до 0,01%	7
36	Ш-4	Ореол рассеяния молибдена в бассейне реки Богодикты	Ореол рассеяния молибдена с содержанием до 0,003%	7
39	Ш-4 IУ-4	Ореол рассеяния молибдена в бассейне реки Алдунды	Ореол рассеяния молибдена с содержанием от 0,003 до 0,01%	7
40	Ш-4	Ореол рассеяния олова в среднем течении р.Левой Алдунды	Ореол рассеяния олова с содержанием до 0,01%	7
I	I-I	Ченчинское рудопроявление тантала	Пегматитовые жилы мощностью 2,0-3,0 м с танталом, флюоритом, оранжитом	4
38	Ш-4 IУ-4	Ореол рассеяния тантало-ниобиевых минералов в среднем течении реки Ингиджана	Ореол рассеяния тантало-ниобиевых минералов. Генетически связано с пегматоидными гранитами. Тантало-ниобиевые мине-	

30	III-2	Рудопоявление висмута участка Красного	ралы представлены окатанными или угловатыми зернами Грейзенизированные граниты (8 Pz1 v) с содержанием висмута I,82%	4
4	I-I	Ирканинский субтермальный источник	Несколько мелких источников. Температура воды колеблется от 22° до 34°. Дебит их от 1,0 до 3 л/сек. По химическому составу относится к типу сульфатно-натриевых, характерных для вод глубоких тектонических трещин в области развития гранитоидов	4
2	I-I	Ченчинский минеральный источник	Несколько источников, приуроченных к береговому обрывам. Температура воды от 6,6° до 10,2° Химический состав: гидрокарбонатно-калиево-кальциево-магниевый. Состав газовых струй, наблюдавшихся в отдельных источниках, не изучен	4
8	I-I	Чумбуковский минеральный источник	Несколько источников, приуроченных либо к береговым обрывам, либо к руслу реки. Температура воды от 6,6 до 10,2°. Химический состав: гидрокарбонатно-калиево-кальциево-магниевый. Состав наблюдавшихся спонтанных газов не изучен	4

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	24
Тектоника	43
Метаморфизм	51
Геоморфология	58
Полезные ископаемые	64
Полезные воды	76
Литература	79
Приложения	82

Редактор издательства Н.А.Сергеева.
Технический редактор Г.А.Константинова.
Подписано к печати 22 мая 1960 г.
Формат 84x108 1/16
Бум. л. 2,5. Печ. л. 5,6. Уч.-изд. л. 6.
Тираж 300 экз. Зак. 68с.
Бесплатно.
Ротапринт ВИГР.
Ленинград, В.О., Кожвенная л., 23а.