

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИЛИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ЭКЗ. № _____

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

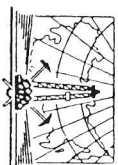
Серия Олекмо-Витимская

Лист N-50-XXVII

Объяснительная записка

Составители: *А. Ф. Кургуякин, П. М. Голощников, Ю. М. Бордия*
Редактор *В. А. Лукин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
29 ноября 1963 г., протокол № 31



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-50-XXVII ограничена координатами: $116^{\circ}00'$ — $117^{\circ}00'$ в. д.; $52^{\circ}40'$ — $53^{\circ}20'$ с. ш. и в административном отношении занимает часть Гунгокоченского, Чернышевского и Нерчинского районов Читинской области.

Она представляет собой интенсивно расчлененную горную страну, основными орографическими единицами которой являются Нерчинско-Куэнский, Алеурский и Черского хребты; Кыкоро-Акиминская, Букачачинская и Оловская тектонические впадины.

Нерчинско-Куэнский хребет имеет северо-восточное простирание и служит водоразделом рек Нерчи и Куэнги. Его наивысшая отметка (1432 м) находится в центральной части листа; относительные превышения колеблются в пределах 300—400 м.

Алеурский хребет является водоразделом рек Куэнги и Алеура. Его наивысшая точка на территории листа достигает 1049,1 м. Юго-восточные отроги хребта Черского занимают незначительную площадь в северо-западной части листа.

Межгорные впадины — Кыкоро-Акиминская, Букачачинская и Оловская — имеют северо-восточное простирание. К первой приурочена р. Нерча с притоками: Камни, Селинда, Кулинда, Илокина, Берей; ко второй — р. Алита с притоками Букачача, Иенда, Желентекен, а к третьей — р. Зюльзя с притоком Зюльзякан. Населенные пункты (рабочий поселок Букачача, села Намжак, Мильгидун и др.) расположены в основном вдоль железнодорожной ветки, связывающей рудник Букачача с районным центром с. Чернышевск. Население, состоящее преимущественно из русских и украинцев, занято в угледобывающей промышленности, меньшей частью занимается хлебопашеством и животноводством.

Кроме вышеуказанной железнодорожной ветки, в южной части района имеются дороги, пригодные в сухое время года для передвижения гужевого транспорта. На остальной части листа передвижение возможно только по вьючным тропам.

Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура 6—7° ниже нуля. Самыми теплыми месяцами являются июнь—июль (20—30° выше нуля), самыми холодными — декабрь и январь (25—45° ниже нуля); годовая сумма осадков равна 280—300 мм, причем их преобладающая часть приходится на лето—июль и август.

Начало геологическому изучению района положил А. Э. Гелдрин, который в 1895—1897 гг. проводил маршрутные геологические исследования в «Забайкальской области по линии железной дороги между Срегенском и Покровской». Он впервые отметил наличие угля в террасе р. Букачачи.

В 1909—1910 гг. маршрутные исследования в бассейнах среднего течения рек Нерчи и Куэнги были проведены В. А. Вознесенским.

В дальнейшем геологические работы проводились в пределах Букачачинского каменноугольного месторождения и его окрестностей (1928—1951 гг.). Здесь необходимо отметить Н. С. Смирнова, Ф. Ф. Ортена, И. С. Серебрякова, Н. Ф. Рабокона, В. И. Жерехова, И. С. Пелана, Н. А. Брумеля, Н. С. Гладышева, Г. Ф. Немологову, В. А. Ивзнова. Исследования, проведенные этими

геологами, носили, главным образом, разведочный характер, их заключительным этапом был подсчет запасов угля и известняков.

Геологосъемочные работы более мелких масштабов проводились на территории листа в 1946—1954 годах.

В 1946 году западная часть листа была снята в масштабе 1:1 000 000 Ю. А. Куликовым. Им впервые для листа составлена стратиграфическая схема, некоторые положения которой не устарели до настоящего времени.

В 1947 году большая часть листа была охвачена геологосъемочными работами масштаба 1:200 000 под руководством П. М. Пекаркина и Л. Е. Иценко. Составленная при этом геологическая карта имеет значительные недостатки, главными из которых является ее случайный петрографический характер.

В 1954 году северо-восточная часть листа закартирована в масштабе 1:200 000 Г. В. Дмитриевым. В настоящее время из-за низкого качества эта карта переослежена и признана соответствующей масштабу 1:500 000. В 1956 году северо-западная часть листа была закартирована в масштабе 1:200 000 М. И. Никольским и В. Д. Губиным.

В 1957—1960 гг. на территории листа проводили геологосъемочные работы Букачинская партия Цитинского геологического управления. В работах партии принимали участие следующие геологи: П. П. Панов, Г. А. Панова, А. Ф. Кургузкин—1957 год; П. М. Голошук, А. Ф. Кургузкин—1958 год; А. Ф. Кургузкин, П. М. Голошук, В. П. Астраханцев, Н. В. Мельяшев, В. А. Попко—1959 год; А. Ф. Кургузкин, П. М. Голошук, Ю. М. Воружа, Н. В. Мельяшев—1960 год. Материалы, собранные Букачинской партией за 1957—1960 гг., послужили основой для составления листа Государственной геологической карты масштаба 1:200 000.

Из геофизических работ необходимо отметить аэромагнитную съемку, проведенную в 1956 году Кировской партией; региональную аэромагнитную съемку, проведенную в 1957 году В. В. Суслиниковым и региональную гравиэтровую съемку, проведенную в 1960 году под руководством М. В. Иванова. Две последних работы имеют большое значение для составления региональных тектонических карт Забайкалья.

Из работ регионального характера необходимо отметить исследование С. С. Смирнова и Г. Л. Падальки, касающиеся вопросов металлогении данного района.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования исследованного района занимают около 10% всей площади листа. В составе их выделяются метаморфические, нормально-осадочные и эффузивные породы. Из них фаунистические и флористические охарактеризованы только нормально-осадочные. Возрастное определение остальных образований базируется на сопоставлении с аналогичными породами сопредельных районов. Стратиграфическая схема изученного района, основанная на непосредственных наблюдениях взаимоотношений геологических образований, а также на сопоставлении с соседними территориями, согласуется, в известной степени, со схемами современных исследователей Витимо-Олекминской горной страны.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ (НЕРАСЧУПЧЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ) — Рт

Гнейсы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки — являются наиболее древними образованиями в исследуемом районе. Они занимают до 2% площади листа N-50-XXVII и сохранялись в виде ксенолитов или останков кровли позднепротерозойских и палеозойских гранитоидов.

Кристаллические сланцы и амфиболиты получены наиболее широко развитые среди позднепротерозойских гранитоидов в южной части листа, а также в верховье р. Куэнтэ. Ксенолиты кристаллических сланцев имеют неправильную линзовидную форму и залегают обычно согласно с гнейсовидностью гранитов и диоритов. Размеры линз колеблются от 3 × 12 см до 3 × 10 м (воле-раздел рек Олов-Горбидна); мощность линзовидных ксенолитов также

варьирует в широком диапазоне — от долей метра до первых десятков метров (левобережье р. Горбидна, водораздел рек Лукдун — Горбидна и др.).

Гнейсы и диориты. Размеры линз колеблются от 3 × 12 см до 3 × 10 м (воле-раздел рек Олов-Горбидна). Среди позднепротерозойских гранитоидов часто встречаются участки (шириной более 1 км), обильно насыщенные ксенолитами кристаллических сланцев. Обычно такие участки прослеживаются в северо-восточном или субширотном направлениях (согласно с простиранием сланцеватости кристаллических сланцев) на 4—5 км. Нередко можно встретить в позднепротерозойских гнейсо-диоритах и гнейсо-гранитах (левобережье р. Горбидна, верховья рек Олов, Ороча и др.) будингрозантные и мигматизируемые плаггиобразные ксенолиты кристаллических сланцев.

В палеозойских гранитоидах встречаются повсеместно мелкие (до 1 м в поперечнике) линзовидные ксенолиты кристаллических сланцев. Более крупные ксенолиты последних являются редкостью (левобережье р. Итокинча). Контакты гранитоидов с кристаллическими сланцами носят инъекционный характер; кристаллические сланцы в ксенолитах подверглись процессам гранитизации.

Кристаллические сланцы по минералогическому составу подразделяются на биотитовые, биотит-роговообманковые и пироксен-роговообманковые (близ-ки к амфиболитам).

Биотитовые кристаллические сланцы представляют собой мелкозернистую сланцеватую породу темно-зеленого, до черного цвета с лепидогранобластовой структурой. Порода слоистая плаггиоклазом (олигноклаз-андезин) 60—70%, кварцем (5—10%) и биотитом (20%); из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен и руднит; нередко встречаются хлорит, мусковит и серпентин. Остаточные разности кристаллических сланцев отличаются повышенным содержанием либо амфибола, либо пироксена (химический состав см. табл. 1).

О характере первичного материала кристаллических сланцев судить можно лишь предположительно из-за значительной утраты структурно-тек-стурных особенностей исходной породы метаморфизма. Часть кристаллических сланцев, главным образом, пироксен-роговообманковых, обнаруживает признаки мраматической породы и может быть отнесена к ортосланцам.

Ксенолиты мраморизованных известняков были встречены в палеозойских гранитоидах по правому берегу р. Куэнтэ в районе ст. Налекан. Отдельные дециметровые глыбы мраморизованных известняков наблюдались среди позднепротерозойских лейкократовых гнейсо-гранитов на водоразделе рек Апыты и Вуграихты. Наиболее крупные выходы карбонатных пород встречаются в бассейне среднего течения р. Иенды («Иендинское месторождение известняков»). Здесь они залегают среди гранитоидов в виде ксенолита площадью около 10 км², вытянутого в северо-восточном направлении. Ширина ксенолита в плане достигает 2000 м. По результатам бурения (Жерехов, 1937ф) можно предположить, что истинная мощность известняков около 300 м. Вся карбонатная толща смита в складки и интенсивно дислоцирована. На правом берегу р. Иенды наблюдается интрузивный контакт палеозойских гранитов с известняками. Контакты имеют наметенный пород выражаются в брекчировании известняков, ортогипсовании и образовании сквернов. Мощность контактовых зон редко превышает 0,5 м. Контакты обычно ровные и резкие (Немолова, 1950ф).

В юго-западной части карбонатного останца кровли отмечаются тонкое переслаивание амфиболовых сланцев с мраморизованными известняками и было установлено их залегание в основании разреза карбонатной толщи. Выходы пластов амфиболовых сланцев закартированы (Жерехов, 1937ф) в замке мелкой антиклинальной складки и в центрально-альном замыкании створ основной структуры (юго-западная часть «останца кровли»). Последующими исследованиями (Т. Ф. Немолова, Б. А. Иванов) при детальном работах также отмечались амфиболовые сланцы в виде согласных пластов и линз среди известняков карбонатной толщи. Аналогичные амфиболовые сланцы (опианные выше под названием «кристаллических сланцев») наблюдались в виде согласных линз в позднепротерозойских гранитоидах, в частности, в лейкократовых гнейсо-гранитах, к югу от поля разветвля карбонатной толщи.

Все карбонатные породы описываемой толши представлены кристаллическими, нередко доломитизированными известняками. Ниже приводится характеристика этих пород, в основу которой положены материалы детальных исследований предыдущих геологов (Т. Ф. Немологова, Б. А. Иванов) и наблюдений авторов.

Нормальные мраморизованные известняки макроскопически легко отличаются от доломитизированных разновидностей и, тем более, от доломитов. Обычно они обладают крупнокристаллической структурой в отличие от доломитизированных известняков, которым присуща мелкозернистая структура. Известняки массивные, крупно-среднекристаллические, светло-серого или темно-серого цвета с голубоватым оттенком. Иногда среди них встречаются пологослабые разновидности. Пологослая текстура в известняках обусловлена переслаиванием светлых и темных прослоев мощностью 1—10 м.

Под микроскопом структура известняков гранобластовая, реже гетеробластовая или катаклатическая; иногда встречается сочетание этих структур. В шлифах наблюдаются зерна кальцита неправильной овальной формы размером 0,5—5 мкм с полисинтетическими двойниками и хорошо выраженной спайностью по ромбоэдру. В некоторых случаях встречаются участки сложенные пелитоморфными карбонатами. В известняках присутствуют единичные ксенобласты кварца, халцедона, серпидита и зерна сфена, окислов железа (лимонита). Довольно часто встречается пылевидное непрозрачное органическое вещество. Доломитизированные известняки имеют массивное или брекчиевидное сложение. Обычно это тонко- и мелкозернистые породы с гранобластовой или ромбоэдральной структурами.

Возраст метаморфических образований (кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморизованных известняков) болышинством исследователей (В. И. Жерехов, Ю. А. Куликов и Л. П. Соловьева, П. М. Педарин и Л. Е. Ищенко, Т. Ф. Немологова и др.) принимается протерозойско-нижнелазовский, либо докембрийский. Все исследователи при определении возраста этих пород учитывали высокую степень метаморфизма их и пользовались аналогиями с соседними территориями. Наши возраст описываемых метаморфических образований также принят условно верхнепротерозойским. Следует отметить, что в Байкальской горной области подобные образования относятся и к нижнему протерозою.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА Средний отдел

Далитовые и кварцевые порфиры, их туфолавы и лавобрекчии (5—12,2)

Вулканические образования на территории листа пользуются значительным распространением. Они закартированы по правобережью р. Куэнги, в районе курорта Колтомокон и на водоразделе рек Налгекан—Алеурская Байка. Общая площадь развития этих образований не превышает 30 км².

Эффузивные образования залегают на наиболее древних гранитоидах в виде покровов различной мощности (120—300 м) и иногда наблюдаются в них в виде даек и небольших изометричных тел. Обычно эти породы приурочены к тектоническим зонам. Покровные тела характеризуются извилистыми очертаниями; угол падения плоскости контакта (район курорта Колтомокон) 25—30°. Среди описываемых образований преобладают далитовые порфиры и в подчиненном количестве встречаются риолитовые кварцевые порфиры, их туфолавы и лавобрекчии.

Далитовые порфиры представляют собой черную цвета с массивной текстурой и порфировой структурой. Для основной массы порфира характерны гиллопидитовая и пилотакситовая структуры. Порфиры вкрапленники в них составляют 20—35% от общего объема породы и представлены зональным плагиоклазом (олигоклаз—андезин, андезин), кварцем, биотитом, обыкновенной роговой обманкой, редко ромбическим пироксеном. Основная масса далитовых порфира содержит микролиты олигоклаза, рудную пыль и стекло (кислого состава).

Риолитовые разновидности порфира отличаются от далитовых порфира флюидальностью и содержат вкрапленники калиевого полевого шпата и кварца. В описываемых порфирах иногда присутствуют туфовые частицы, обломки стекла, полевых шпатов, кварца, а также угловатые обломки (размером 1—20 см) различных гранитоидов и риолитовых порфира. Появление в далитовых порфирах обломочного материала обуславливает переход их в лавобрекчии.

Вулканические образования залегают на размытой поверхности гранитоидов II фазы амананского комплекса (район курорта Колтомокон); дайки далитовых порфира прорывают гранитоиды II и III фазы граносвое амананского комплекса. В лавобрекчии содержатся угловатые обломки всех более древних гранитоидов, включая интрузивные образования раннемезозойского амананского комплекса. В верховьях руч. Колтомокона далитовые порфиры прорваны сенинг-порфирами средне-позднеюрского субвулканического интрузивного комплекса. Аналогичные сенинг- и раносенинг-порфиры, а также щелочные граниты позднеюрского нерчуганского комплекса на территории листа N-50-XXXII (к юго-западу от исследуемой площади) тоже прорывают среднеюрские далитовые порфиры (Стрегов, 1960). Все разновидности пород вулканической толши содержатся в гальке базальных конгломератов (средняя юра) Букачинской депрессии.

Таким образом, на основании вышеизложенных взаимоотношений, устанавливается среднеюрский возраст для описываемых эффузивных образований. Необходимо отметить, что на соседнем с востока листе (N-50-XXXIII), возраст подобных образований считается средне-верхнеюрским.

Конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, угли (12)

Отложения средней юры залегают в основании разреза континентальных отложений Букачинской впадины, расположенной по правобережью р. Ангы. На участке впадения в нее рек Букачи, Саранкина, Кулихты (см. рисунок). В. И. Жереховым (1937ф), И. С. Педаном (1943ф), Н. В. Гладышевой (1952ф), А. А. Кандиным (1956ф) и другими исследователями вышеописанные отложения расчленяются (снизу вверх) на две пакки: базальную и угленосную.

Выходы нижней пакки на дневную поверхность приурочены к юго-восточной окраине депрессии, где они залегают на размытой поверхности гранитов и являются обновлением всей юрской толши. Характер осадков этой пакки (грубообломочные отложения—конгломераты, гравелисты и разнообразны песчаники) выделяется на различных участках.

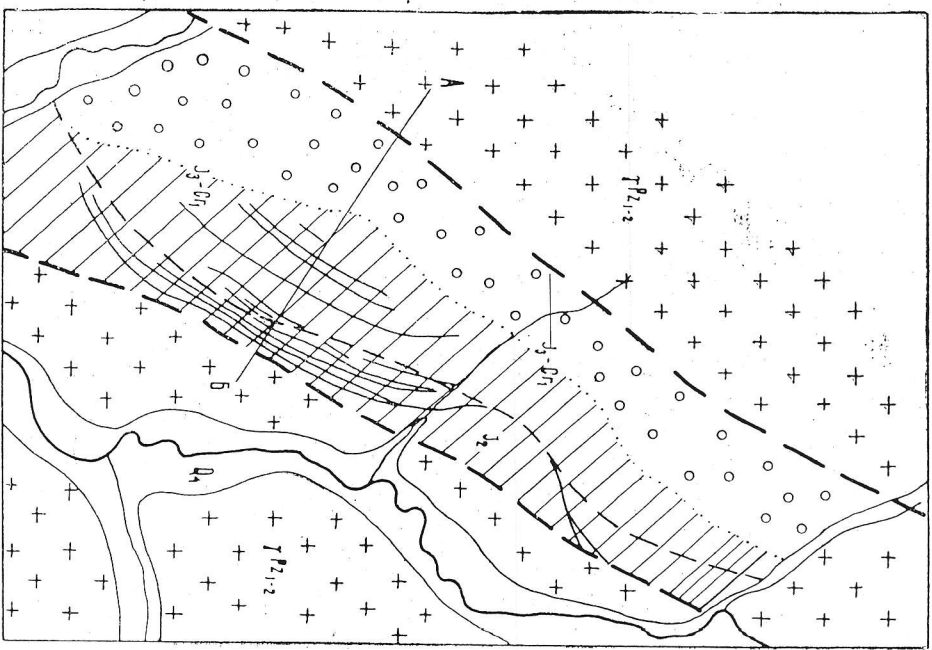
Галька конгломератов окатанная, реже полукатанная, средней диаметр ее 10—15 см. Она представлена разнообразными гнейсами, палеозойскими гранитами, юрскими гранит-порфирами. Цемент конгломератов песчано-глинистый. В верхних частях разреза преобладают песчаники, средне- и крупнозернистые, серые, сложенные аркозовым обломочным материалом, спелентированным карбонатно-хлоритовым цементом. Тип цемента контактово-поровый и контактовый. Структура песчаников псевдитовая.

Мощность базальной пакки 100—130 м. Отложения верхней пакки на поверхность выходят в юго-восточной части депрессии. Разрез их характеризуется переслаиванием маломощных (0,2—0,3 м) прослоев песчаников, глинистых сланцев и аргиллитов, содержащих четыре пласта угля промышленной мощности (от 3 до 7 м).

Песчаники от мелко- до крупнозернистой; состав обломочного материала и цемента, а также структура последнего полностью соответствуют песчаникам нижней пакки.

Аргиллиты серые, плотные; они имеют пелитовую структуру, слоистую текстуру и состоят из мельчайших частей глинистого материала.

Глинистые сланцы макроскопически представляют собой серую до черную цвета расщепленную породу. Г. Г. Мартинсоном (1955) среди вышеописанных отложений собрана и определена фауна гастропод (*Bilignia* sp.) и пегидиод: *Ferganicosinia subcylindrica* Tschefn., *F. curta* Tschefn.



Геологическая карта Бучачинской депрессии.
 1 — адюванальные отложения, 2 — угленосные отложения, 3 — конгломераты, 4 — наведенные породы, 5 — тектонические нарушения, 6 — угольные пласты

F. sibirica Tschern., *F. apodontooides* Tschern., *F. estheriaeformis* Tschern., *F. minor* Matins., которая, по его мнению указывает на орденорский возраст осадков. Средняя мощность верхней угленосной пачки около 120 м.

В подошве второго угольного пласта были собраны остатки ископаемой флоры, определенной А. Н. Криштофовичем: *Sphenoptilus thurmensis* So w., *Serpholotoxopsis brevifolia* (Font), *Scoliorhynchus* sp., *Ragiodictyum* sp., *Nilssonia* sp., *Equisetites* cf. *solimatis* Vrogn., *Szekanowia rigida* Heer. Эта флора, по мнению А. Н. Криштофовича, определяет среднеорский возраст пород.

М. А. Седовой были сделаны палинологические анализы из пород описываемой толщи. Отличительной особенностью спорово-пыльцевого комплекса этих образцов, по мнению М. А. Седовой, является изобилие спор папоротников, преимущественно *Leiothletes*, наряду с небольшим участием спор *Licoroditum* и *Selaginella*. Такие папоротники являются широко распространенными формами в средней юре. Мы присоединяемся к мнению предыдущих исследователей и относим вышеописанные образования к среднеюрским. В настоящее время фертанококки, относимые Г. Г. Мартинсоном к орденной юре, найдены и в более молодых, верхнеюрских и нижнемеловых депрессионных образованиях. Поэтому не исключена возможность, что возраст описанных отложений может оказаться более молодым.

Верхний отдел юрской—нижний отдел меловой системы (нерасчлененные) — J₃—C₁

Песчаники, конгломераты, глинистые и углесто-глинистые сланцы, угли, кварцевые породы, их туфы и лавобрекчии, туфоко-глинистые сланцы, туфосесячки развиты в пределах Бучачинской, Кыкоро-Акиминской и Оловской депрессий. В первой они слагают верхи непрерывного от средней юры разреза, вторая и третья полностью выолняются ими. Разобщенность депрессий заметно сказалась на своеобразии их разрезов.

В разрезе верхнеюрско-нижнемеловых отложений Бучачинской депрессии выделены следующие литологические пачки (снизу вверх).

Отложения нижней безугольной пачки, согласно заглавитель на отложениях средней юры, на поверхность выходят в южной части депрессии. В разрезе преобладают песчаники; в подчиненном количестве присутствуют глинистые сланцы, встречающиеся в виде маломощных (0,1—0,3 м) прослоев в песчаниках. Такой состав пачки отлнен от нижежащей угленосной, где глинистые сланцы и аргиллиты пользуются более широким развитием. Песчаники аналогичны песчаникам средней юры. Мощность описываемых отложений около 280 м.

Средняя угленосная пачка выходит на поверхность также только в южной части депрессии. Она сложена чередующимися прослоями песчаников (средней мощностью 4—5 м) и маломощными (0,3—0,4 м) прослоями глинистых сланцев. Эта пачка содержит четыре пласта угля промышленной мощности (0,6—1,9 м). Цемент песчаников, главным образом, карбонатный. Среди отложений пачки И. Н. Сребродольской была определена флора: *Cladophlebis* sp., *Rarhaetia diamensis* Sew., *Cladophlebis concinna* (Presl.) di Tott., *Nilssonia* sp., которая, по ее мнению, говорит о верхнеюрском возрасте осадков. Из этой же пачки М. А. Седовой были взяты пробы на спорово-пыльцевой анализ. Спорово-пыльцевой спектр представлял: *Licoroditum*, *Nupatorphidium*, *Pteris*, *Osmunda*, *Leiothletes*, *Vennetiales*, *Ginkgo*, *Pinus*, *Coniferales*, *Podocarpites*, *Platanus*, *Rhus*. По М. А. Седовой, выделенный ею спорово-пыльцевой спектр характерен для верхней юры—нижнего мела. Мощность пачки около 240 м.

Отложения верхней безугольной пачки развиты исключительно в западно-западной части депрессии и представляются разнозернистыми песчаниками, содержащими в низах разреза прослой мелко- и среднегалечных конгломератов. Верхи разреза представляются тонкозернистыми песчано-глини-

стыми породами, сменяющимися в самых верхах глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами. Мощность пачки достигает 240 м.

По данным А. А. Кандиного (1956 ф.) у северо-западного борта депрессии наблюдается фациальная замещение верхнеюрских — нижнемеловых отложений прибортовых грубообломочными (конгломераты, реже гра-вельиты) фациями так называемой «оранжевой» толщи, возраст которой ранними исследователями (Жерехов, 1937 ф.; Брумфель, 1947 ф.) считался третичным. Эти породы часто «пропитаны» бурыми окислами железа, в результате чего имеют бурую и красноватую окраску. Галька, изученная в верхних частях разреза толщи, представлена различными породами: гнейсами, лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, дацитами, порфирами. Цемент конгломератов песчаный, реже, песчано-глинистый, песчано-алевролитовый. У северо-западной части депрессии отложения «оранжевой» толщи представлены валунами, конгломератами с плохо окатанным обломочным материалом. На юго-востоке, в сторону внутренней части депрессии, в них появляются прослой гравелитов, грубозернистых песчанников, алевролитов.

Г. Г. Мартинсоном (1956) из отложений верхней пачки была собрана и определена фауна пелеципод: *Piscatolito lasstris* Martins, *P. mitata* Martins, *Lamprosarpha tigrigensis* Martins, *Uro gradus* Martins, *U. dongdaiti* Martins, *U. obtuschevi* Martins, *Surgua keshichowensis* Gtab, *S. vitalica* Martins, и гастропод: *Vittulina cf. laschi* Sherr, *Liorax leissi* Ram m. Эта фауна, по его мнению, определяет верхнеюрский — нижнемеловой возраст осадков.

Кыкоро-Акиминская депрессия находится в северо-западной части листа и протравляется пологой северо-восточного простирания по долине р. Нерчи. Эта пологой, почти замыкаясь на северо-востоке, далеко уходит на юго-запад за пределы изученной площади.

В разрезе отложения котловины выделяются две толщи: нижняя — существенно вулканогенная и верхняя — существенно осадочная. Первая обнажается в тектоническом блоке в центральной части котловины, слаяв водораздел между рр. Кудиндой и Букшакоркой. Как наиболее устойчивые к процессам денудации, породы толщи образуют здесь естественное возвышение. Породы второй толщи распространяются значительно шире и занимают почти всю остальную территорию котловины. Непосредственных контактов двух толщ не наблюдалось, но в породах верхней толщи встречены редкие гальки пород нижней.

Ниже приводится разрез отложений нижней толщи, составленный при изучении коренных обнажений в левом борту р. Нерчи (снизу вверх):

1. Глибовые туфокогломераты	100 м
2. Зеленоцветная перлитовая лава	около 5 "
3. Зеленоцветная пирокластодержащая лава кислого состава	260—280 "
4. Кварцевые порфиры	около 80 "
5. Пелитовые туфы кислого состава	10—25 "

Суммарная мощность толщи около 500 м. Описываемые отложения залегают на размытой поверхности подстилающих гранитоидов и наклонены на восток-юго-восток под углом 2—7°.

Туфокогломераты состоят из остроугольных обломков, слабо окатанных галек, валунов и глыб, сцементированных темно-зеленым пирокластическим материалом. Обломки представлены гнейсовидными гранитами, гранодиоритами и плагипоранитами, кварцевыми порфирами, т. е. породами, слогающими борта депрессии.

Перлитовая лава темно-зеленая, масляная, со стеклянными местами с матовым блеском. Лава имеет вытравленную структуру со слабо выраженной кристаллитовой структурой основной массы и перлитовую текстуру.

Пирокластодержащая лава содержит обломки кристаллических пород размером от 0,3 до 10 см, такого же состава, как и в туфокогломератах.

Лава имеет вытравленную кристаллокластическую, местами флюидальную структуру.

Кварцевые порфиры представлены светло-серой породой с редкими порфирами выделенными кварца и полевого шпата и микрофельзитовой структурой основной массы.

Пелитовые туфы по внешнему виду напоминают кварцевые порфиры. Они имеют кристаллокластическую структуру с пелитовой структурой основной массы.

Разрез отложений верхней толщи, составленный по естественным и искусственным обнажениям в нижнем течении рек Селинды и Берен, представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Осадочные брекчии, конглобрекчии, конгломераты	25—30 м
2. Разнозернистые песчаники	15—18 "
3. Глинистые сланцы с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов	23—25 "
4. Разнозернистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов	10—12 "
5. Глинистые сланцы с маломощными прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов, песчаников и алевролитов	15—20 "

Общая мощность отложений верхней толщи колеблется в пределах 90—120 м.

Осадочные брекчии представляют собой темно-зеленовато-серые породы, состоящие из угловатых и полуугловатых обломков и глыб, размером до 30—50 см. Обломочный материал представлен гнейсовидными гранитами, в меньшей степени гранодиоритами, лейкократовыми гранитами, пегматитами и аплитами.

Конглобрекчии — это породы коричнево-серого цвета, с псефито-брекчиевой структурой, масляной текстурой. Они слаяются остроугольными обломками, размером 3 X 4 см, реже полуокатанными гальками. Окраски конгломератов светло-серая до бурой, структура их псефитовая, текстура маслянистая.

Цемент брекчий, конглобрекчий и конгломератов поровый и контактовый, реже — базальтовый. Цементпоровый массой обычно является песчано-глинистый материал.

Крупнозернистые песчаники имеют фациальные переходы через разнозернистые с мелкой галькой к средне- и мелкозернистым. Цвет песчаников светло-серый, цемент в основном карбонатный; обломочный материал имеет аркозовый состав.

Глинистые сланцы макрокопически представляют собой светло-серые тонкорассланцованные породы с пятнами гидрокислов железа.

Алевролиты — светло-серые с зеленоватым оттенком, характеризующиеся плитчатой отделенностью. Структура их алевролитовая, текстура слонистая.

Конгломераты — это рыхлые породы светло-серого цвета. Галька представлена гранитоидами; размер ее колеблется от 1 X 1 до 3 X 4 см.

Согласно данным спорозоо-пыльцевого анализа, проведенного в палинологической лаборатории Читинского геологического управления в 1957 году А. А. Сиротенко, в образцах, взятых из пород верхней толщи, обнаружены споры папоротников *Osmunda*, *Coniophlets* и пыльца голосеменных — *Sedgus*, *Rododactylites*, *Sargassacava*, *Ginkgoales*, *Benititales* и др., указывающие по мнению А. А. Сиротенко, на верхнеюрско-нижнемеловой возраст, близкий к нижнему мелу.

В Оловской депрессии (северная ее часть), расположенной в юго-западной части исследованной территории, верхнеюрские — нижнемеловые отложения изучены слабо.

По данным бурения (Осадчий, в 1957 ф.) и неметодическим коренным обнажениям, нами составлен разрез, характеризующий верхнюю прибортовую отложения депрессии (снизу вверх):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Песчанники с маломощными прослоями туфов | 15 м |
| 2. Туфокогнгломераты | 45—50 " |
| 3. Туфокогнгломераты, туфопесчанники, кварцевые порфиры, их туфы | около 100 " |

Суммарная мощность разреза около 160 м.

В центральных частях Оловской депрессии, за пределами названной территории, мощность мезозойских отложений определяется в 500 м (В. И. Чезмаев, 1960 г.). Они представлены конгломератами и туфокогнгломератами, гравелистами, песчанниками и туфопесчанниками, алевролитами, прослоями и линзами кварцевых порфиров, их туфов, причем ближе к бортам депрессии преобладают вулканогенные отложения.

Песчанники мелко-, средне и крупнозернистые до гравелистов, крупнозернистые преобладают. Это породы желтовато-серого цвета, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов и биотита. Структура их псаммитовая с конгломератовым цементом. Цементирующая масса представлена тонкокастичным материалом аркозового состава.

Туфокогнгломераты имеют характерную красноватую окраску. Обломочный материал их представлен валунами и гальками (размером от 5—6 до 30—40 см в диаметре) различных пород: пнейсовидных гранитов и гранодиоритов, лейкократовых гранитов, реже биотитовых гранитов, лейкократовых гранитов, гранит-порфиров. Обломочный материал цементирован туфовым цементом бурого цвета.

Туфопесчанники такого же цвета, что и туфокогнгломераты, среднезернистые, содержат маломощные (до 1—1,5 см) пропластки лаваового материала. Кварцевые порфиры имеют желто-серую до черной окраску. Структура их порфировая с микрофизитовой структурой основной массы. Содержат кристаллы кварца в породе в отдельных случаях достигает 85%. Они представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом.

Туфы кварцевых порфиров — породы светло-серого до кремового цвета. Они имеют выкристаллокристаллическую, алевропсаммитовую структуру. Обломочный материал, представляющий обломками кварца и фельзита, как правило, преобладает над цементировавшей массой.

Верхнеорский-нижнемоловской возраст отложения северной части Оловской депрессии принимается по аналогии с ее центральными частями, где этот возраст доказан.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижнечетвертичные отложения (Q₁)

Континентальные нижнечетвертичные осадки широко развиты в пределах Кыкоро-Акмининской котловины. Они сложены древние террасы р. Нерчи. Описываемые отложения почти горизонтально (с наклоном 5—10°) залегают на глинистых сланцах мезозойских континентальных образований. Террасовые отложения характеризуются резко проявленной фациальной изменчивостью. Их обобщенный разрез составлен на основании изучения немногочисленных коренных обнажений на правобережье р. Грязной и в устье р. Икчинган. Низы разреза сложены преимущественно галечником с редкими мало-мощными прослоями песчано-гравийного материала. Галечка обычно хорошо окатана и состоит из различных гранитов, кварца и, реже, зеленцевой лавы. Верх разреза сложен средне-крупнозернистыми полимиктовыми песками с редкими прослоями суглинков. Мощность озерно-речных отложений колеблется от 4—5 м (р. Икчинган) до нескольких десятков метров (правобережье р. Грязной).

О возрастном положении озерно-речных осадков можно сказать, что они ложатся верхнеорско-нижнемоловских песчанников и сланцев и древнее сорельных образований.

На листе N-50-XXVIII (Гулин и др., 1957 ф) в аналогичных отложениях выделен спорово-пыльцевой комплекс, который, по заключению А. А. Сп-

ротенко (лаборатория Читинского ГУ), характеризует отложения неогенового — нижнечетвертичного возраста.

К юго-западу от исследованной территории в пределах Кручининской депрессии возраст подобных образований по находкам фауны моллюсков (Сороченко, 1961 ф) считается равнечетвертичным, что разделяется и нами.

Средне-верхнечетвертичные отложения (Q_{II-III})

К средне-верхнечетвертичным образованиям на территории листа относятся отложения второй и третьей надпойменных террас крупных рек. Наиболее широко развиты они получили в долине рек Куанги, Ангты, Горбыли, Селгинды.

Аллювий третьей надпойменной террасы представлен песчано-глинистыми образованиями, которые маломощным чехлом (1—1,5 м) покрывают поверхность коренных пород.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы представлены песчано-галечным, песчано-гравийным материалом, реже, суглинками. Иногда встречаются прослойки мелкозернистых глинистого материала с растительными остатками. Мощность аллювиальных отложений второй террасы достигает 5—8 м. Отложения второй и третьей террас мы относим к средне-верхнечетвертичному отледам на основании находок фауны позвоночных. Череп коротконоглого бизона (*Bison priscus dentatus* В. готш.) найден в 1948 г. Т. Ф. Немологовой в устье р. Иенды и определен И. В. Арембовским — сотрудником Иркутского краеведческого музея. Т. Ф. Немологовой там же были найдены зубы шерстистого носорога *Rhinoceros tictotus* Tis sl., определенные старшим научным сотрудником ЗНИ АН СССР И. М. Проховым в 1950 г. По мнению И. В. Арембовского и И. М. Прохова, указанные находки характеризуют средне-верхнечетвертичный возраст осадков.

Современные отложения (Q_{IV})

Рыхлые современные отложения распространены повсеместно. Они развиты на аллювиальные образования первой надпойменной террасы, пойменные и русловый аллювий, элювиальные, делювиальные, пролювиальные и образования смешанного генезиса.

Аллювиальные отложения, занимающие значительную площадь в бассейнах рек Нерчи и Куанги, представлены песчаным и песчано-галечным, часто слабо отсортированным материалом. Мощность их колеблется в довольно широких пределах — от нервых до 25 м. По данным буровых работ, проведенных в долине р. Ангты в районе рудника Букачава, наиболее полный разрез описываемых отложений следующий (сверху вниз):

- | | |
|--|---------|
| 1. Почвенно-растительный слой с суглессью | 0,3 м |
| 2. Мелкий гравий с крупнозернистым песком | 3,9 " |
| 3. Крупнозернистый песок с примесью гравийного материала | 5,9 " |
| 4. Среднезернистый песок с примесью гравийного материала | 9,8 " |
| 5. Мелкозернистый песок | 4,4 " |
| Суммарная мощность | 24,3 м. |

Состав русловых отложений зависит от продольного профиля реки и характера долины. Русловые отложения сравнительно крупных рек (Нерча, Куанга, Ангта, Горбыца), у которых хорошо развита долина, обычно представлены песчаным и гравийным материалом, реже галечным и валунистогалечным. Отложения ручьев с довольно крутыми бортами, с резко ломатым продольным профилем (руч. Глубокин) представлены валунистогалечным, валунистым материалом. Песчано-гравийные образования здесь присутствуют в подчиненном количестве.

Пойменные отложения характеризуются песчаным и илестым материалом. Состав их, как правило, остается постоянным и не зависит от характера долины.

В 1960 г. в палинологической лаборатории Читинского геологического управления М. И. Дешуковой были проанализированы пробы, отобранные из пойменных отложений р. Горбицы близ устья руч. Орочи. Определенные ею споры — *Vriales*, *Polytridaceae*, *Sphagnum*; пыльца древесных пород — *Pinus*, *Betula*, *Veitchia*; пыльца трав и кустарников — *Angiospermiae*, *Artemisia* указывают на современный возраст осадков.

Элювиальные отложения по своему литологическому составу находят в тесной зависимости от состава подстилающих пород. Так, например, для молодых мезозойских гранитоидов характерны крупноглыбовые россыти, в то время как для палеозойских гранитоидов свойственны меньшие размеры глыб. Элювиальные образования эффузивных пород обычно представлены щебенчатым материалом. По данным горных работ мощность элювиальных отложений достигает 4—5 м.

Делювиальные и смешанные элювиально-делювиальные отложения, между которыми нельзя провести четкую границу, пользуются преимущественным распространением. Делювиальные отложения достигают большей мощности на нижней половине склонов и у их подножий; от элювиальных отложений они отличаются присутствием большого количества щебенчатого и песчано-глинистого материала и значительно меньшим размером глыб. Мощность делювиальных отложений достигает 3 м. Ниже приводится разрез элювиально-делювиальных отложений, обнажающийся в правом борту р. Иенды (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой, обычно содержащий корни деревьев и травяной растительности 0,2 м
2. Глина темно-бурого цвета с глыбами и обломками пород размером 0,05—0,20 м 0,5 м
3. Глыбы и щебень пород, сцементированные глиной темно-бурого цвета 2,3 м

Пролювиальные образования в пределах исследованной территории встречаются в виде узких небольших по площади участков. Они развиты в прибрежных участках долин главных рек и их притоков. Мощность пролювиальных отложений не превышает 5—6 м (рр. Луждук, Итокина). Они представляют грубообломочный материал, перемешанный с суглеем и суглинком.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы на территории листа занимают около 90% площади. На основании взаимоотношений структурно-текстурных особенностей и сопоставлений с аналогичными образованиями определенных площадей они подразделяются на: позднепротерозойские интрузии, ранне-среднепалеозойские интрузии, ранне-мезозойские интрузии, средне-позднеюрский субвулканический интрузиоид и позднеюрские интрузии.

Позднепротерозойские интрузии

Породы позднепротерозойского комплекса сохранились в крупных и более опущенных тектонических блоках и как останцы кровли и крупные ксенолиты в палеозойских и триасовых гранитоидах. Они занимают около 20% площади листа N-50-XXVII. Им сложены обширные участки по правому берегу р. Нерчи, в центральной части плышца на склонах Нерчинско-Кузнецкого хребта — в бассейнах рек Берен, Кулинды, Тоококкан, а также в южной части исследуемого района по правому берегу р. В. Колдужой.

В составе пород позднепротерозойского комплекса выделяются две фазы: 1) пнейсовидные биотитовые, биотит-амфиболовые гранодиориты, и кварцевые диориты и диориты; 2) пнейсовидные биотитовые и лейкократовые гра-

ниты. Гранитоиды позднепротерозойского комплекса содержат много гнейсных ксенолитов кристаллических сланцев, амфиболитов.

Выявлены линзовидные ксенолиты кристаллических сланцев, залегают согласно с пластоборазными телами позднепротерозойских гранитоидов. Франшида между ними обычно затухает интенсивным проявлением процессов полойной инфлекционно-магматической метаморфизации. В эндоконтактовой зоне палеозойских гранитоидов наблюдаются гранитизированные ксенолиты пнейсовидных гранитов и пнейсовидных диоритов, ориентированные параллельно контакту. В экзоконтактовой зоне характерно развитие процессов метасоматоза. Широкая ореола видного изменения позднепротерозойских интрузивных образований на контакте с палеозойскими гранитоидами доходит до 1 км.

Наличие пнейсовидных тектур, а также постоянное проявление протобласта свидельствуют о большой глубинности и механической активности Магмы, о внедрении ее в период интенсивных оротенических движений, продолжавшихся и после становления интрузии. Пнейсовидные текстуры отчетливо выраживаются обширными структурными планами, совпадающими со структурными планом интенсивно метаморфизованных пород древней толщи. Обычно пнейсовидность в гранитоидах характеризуется субширотным направлением.

Пнейсовидные биотитовые, биотит-амфиболовые гранодиориты, кварцевые диориты, диориты (у²Р₁₂)

В составе первой интрузивной фазы данного комплекса выделяются, главным образом биотит-амфиболовые, амфиболовые, гнейсовидные гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Переходы между указанными разновидностями диоритов постепенные.

Наиболее широко развиты среди указанных пород порфирит-биотит-амфиболовые пнейсовидные диориты, которые характеризуются гетерогенной обильной структурой с элементами типидиоморфнофлюэриковой. Породы сланделятся плагиоклазом (олигоклаз-андезит №№ 25—31) 70—80%. роговой обманкой (10—15, реже до 40%), биотитом, кварцем, встречаются: анатит, сфен, ортит, рутил, циркон, рудный магнетит, лимонит, пирит, галенит и арсенопирит. По химическому составу (табл. 1, 2; анализы 4—9) породы данной интрузивной фазы близки к целюноземельным роговообманковым сиенит-диоритам, реже — к кварцевым габбро, по классификации Р. Дэли. Они относятся к нормальному ряду слабо нерешенных кремнекислотой пород и, в наибольшем количестве — к плюмазитовому (пересыщенному глиноземом) ряду.

Биотитовые разновидности диоритов с тонкопосчатой пнейсовидной текстурой характерны для экзоконтактовых участков интрузий лейкократовых гранитоидов. В южной части интрузии позднепротерозойского комплекса. Эти породы отличаются лепидогранобластовой структурой и более кислым составом (плагиоклаз-олигоклаз № 20 — около 30%, калиевый полевой шпат — 40%, кварц — 20%, биотит — 10%).

Пнейсовидные биотитовые и лейкократовые граниты (у³Р₁₂)

Вторая интрузивная фаза позднепротерозойского комплекса характеризуется доминирующим развитием лейкократовых гранитоидов. В южной части листа они образуют маломощные, но протяженные пластоборазные интрузии типа магматит-плутонов. Нередко лейкократовые пнейсовидные граниты содержат ксенолиты пнейсовидных диоритов и кристаллических сланцев (бассейн среднего течения р. Куэнги).

На контакте с лейкократовыми пнейсовидными гранитами линзовидные ксенолиты этих пород метасоматически изменены (в них выявляются линзовидно-посчатые текстуры) и митматизированы. Среди лейкократовых пнейсовидных гранитов, развитых преимущественно по левобережью р. Тоококкан и в верховьях р. Берен, встречаются беспорядочно расположенные небольшие участки метакристаллических лейкократовых (анатектических?) гранитов и митматитов. Переходы между гранитами и окружающими их пнейсо-гранитами

Список анализированных образцов к табл. 1

№ анализа	№ образца	Название породы, место взятия
		Метаморфические образцованы верхнего протерозоя
1	1424-в	Кристаллический сланец. Бассейн р. Икшы
2	1720-е	Кристаллический сланец. Бассейн р. Олова
3	1720-а	Амфиболит. Бассейн р. Олова
		Позднепротерозойские интрузии
4	102	Диорит. Бассейн р. Горбицы
5	1521	Габбро-диорит. Бассейн р. Горбицы
6	1532-е	Гранодиорит. Бассейн р. Горбицы
7	1598	Кварцевый диорит. Бассейн р. Луклуна
8	1612-а	Кварцевый диорит. Верховья д. Куэнги
9	1696-а	Диорит. Бассейн р. Луклуна
10	103-в	Гранит. Бассейн р. Горбицы
11	1500-г	Гранит. Бассейн р. Горбицы
12	1540-а	Гранит. Бассейн р. Луклуна
13	1716-а	Гранит. Бассейн р. Луклуна
14	1715	Гранит. Бассейн р. Луклуна
15	1750-а	Гранит. Бассейн р. Олова

Ранне-среднепалеозойские интрузии

16	1000-а	Габбро. Бассейн р. Кудихты
17	1023-в	Перидотит. Бассейн р. Кудихты
18	1033-6	Перидотит. Бассейн р. Кудихты
19	1045-а	Диорит. Бассейн р. Кудихты
20	11-13	Гранодиорит. Бассейн р. Куэнги
21	11-13-а	Гранодиорит. Бассейн р. Куэнги
22	11-4	Гранодиорит. Бассейн р. Марехты
23	11-15	Гранит. Бассейн р. Дукаччи
24	11-5	Гранит. Бассейн р. Желегденка
25	1088	Гранит. Бассейн р. Дукаччи
26	1441	Гранит. Бассейн р. Икшы
27	1487-г	Гранодиорит. Бассейн р. Горбицы
28	1487-ж	Гранодиорит. Бассейн р. Горбицы

Раннемезозойские интрузии

29	11-16	Гранодиорит. Бассейн р. Ниж. Бухты
30	11-10	Гранодиорит. Бассейн р. Ниж. Бухты
31	11-12	Гранит. Бассейн р. Донолды
32	11-14	Гранит. Бассейн р. Тонокона
33	11-9	Гранит. Бассейн р. Тонаки
34	351	Гранит. Бассейн р. Берен

Позднеюрские интрузии

35	11-8	Синито-диорит. Бассейн р. Тонаки
36	315	Гранодиорит. Бассейн р. Чоккура
37	326	Гранит. Бассейн р. Чоккура

постепенные и обусловлены изменением текстур от массивных до гнейсовых. Мигматиты морфологически представлены полосчатыми разновидностями и алма-титанами; оба типа пространственно и генетически тесно связаны друг с другом. Полосчатые мигматиты характеризуются некоторым разнообразием, которое проявляется главным образом в различии форм жил и материяла субстрата.

Лейкократовые гнейсовидные граниты представляют собой породу желтовато-белого цвета, полосчатой текстуры. Последние обусловлены чередованием тонких (до 2 мм) полос кварца, полевых шпатов и чешуек биотита. Иногда среди таких полос наблюдаются овальные порфириобласты калиевых полевых шпатов или кварца, которые располагаются длиной ося согласна с пологостью. Для пород характерны гранулитовые, гетеро-, грано-, или порфириобластовые структуры, высокое содержание кварца (35%), микроклина (50%) и незначительное — плагиоклаза (альбита, альбит-олитоклаза 5—15%) биотита, мусковита, апатита и рудного (3—5%).

Биотитовые граниты данной интрузивной фазы отличаются от вышеописанных лейкократовых гнейсовидных гранитов только минералогическими особенностями (количество биотита достигает 5—8%). По петрохимическим характеристикам описываемые породы близки к докембрийским гранитам по классификации Р. Дэйл (см. табл. 1, 2, анализы 10, 12, 14) или к аляскитам (анализ № 15).

Возрастное положение пород описываемого интрузивного комплекса определяется условно. Известно лишь, что они древнее всех других магматических образований района, так как прорываются палеозойскими гранитами (лево-бережье р. Горбица), раннемезозойскими гранитами (правобережье р. Тонокон) и позднеюрскими гранит-порфирами (левобережье р. Шелегика). В свою очередь, протерозойские граниты содержат ксенолиты и инъединяют метаморфические образования. На основании этих фактов возраст описываемых пород принимается позднепротерозойским, что не противоречит взглядам исследователей изучаемого региона.

Ранне-среднепалеозойские интрузии

Палеозойские интрузии представлены разнообразными по составу породами, расчленяющимися на 2 фазы: первая представлена преимущественно основными породами, вторая — кислыми.

Габбро, габбро-диориты, диориты, редко перидотиты (вб, Пз-2)

На исследованной площади интрузивные породы ультраосновного и основного состава сохранились в виде небольших по площади ксенолитов. Суммарная площадь этих образований не превышает 100 км².

Форма ксенолитов весьма разнообразная и в значительной степени зависит от их размеров: мелкие ксенолиты обычно имеют линзовидную форму, а более крупные — неправильную, с извилистыми очертаниями. Размеры их небольшие (до 2—3 км²), но один из массивов — Кудихтинский — имеет размеры 7×4 км. Ксенолиты выгнуты как в северо-западном, так и в северо-восточном направлениях.

Наибольшее количество ксенолитов основных пород расположено на северной пологой местности, где они картируются в виде прерывистой цепочки широтного простирания. Встречаются они на водоразделах рек Итокча и Марехта, Шамтегла и Берен, Жипкос и Чанкия, в бассейне р. Кудихта и залегают преимущественно среди палеозойских гранитоидов второй фазы, которые в приконтактовых участках в значительной степени обогащаются темновещными минералами. Ксенолиты же основных пород в краевых частях замещены гранитизированы. Все крупные ксенолиты габбровых пород отчетливо фиксируются аэроматитной съемкой. Они создают локальные аномалии интенсивности до 1600 гамм при аэроматитной съемке масштаба 1:200 000. Среди пород первой фазы выделяются: перидотиты, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты.

Относительное возрастное положение данных образований устанавливается на основании следующих фактов. Р. В. Поем на листе N-50-XXXII в 1960 г. установлено прорывание биотит-амфиболовых гнейсов верхнепорогического возраста габбро-диоритами палеозоя. Непосредственно на территории листа основные породы содержат ксенолиты кристаллических сланцев, а сами в свою очередь, содержатся в виде ксенолитов в палеозойских и раннемезозойских гранитоидах (Бассейн р. Мархеты).

Среди названных выше разновидностей пород наиболее широким распространением пользуются габбро и диориты, все остальные разновидности имеют подчиненное значение. Перидиотиты наблюдаются только в Кудихтинском массиве (в верховьях р. Кудихты), где они дают постепенные переходы к габбро. Эти породы имеют черную, черно-зеленую окраску, от мелко- до крупнопористой структуры и массивную текстуру. Под микроскопом структура пород панакиоморфнозернистая с элементами друзитовой и пойкилитовой. Породы состоят из оливины (30%), пироксена (17—20%), серпентина (40—45%), хлорита, эпидота и рудного (до 5%); иногда встречается плагиоклаз (около 7%) биотит и иллицит.

Оливин образует идиоморфные зерна со свойственными ему чечевичеобразными формами. Зерна оливины интенсивно замещаются серпентином, иллицитом и магнетитом (по трещинкам).

Пироксен представлен как моноклинным (диалит), так и ромбическим (энстатит). Зерна энстатита нередко обрастают каймой моноклинного пироксена. Плагиоклаз представлен дабрадор-биотитом.

Габбро обычно темно-зеленые, но встречаются и светлоокрашенные лейкокракву габбро, дающие между собой постепенные переходы, наблюдаемые на незначительных расстояниях (верховья р. Кудихты).

Основные породообразующие минералы представлены моноклинным пироксеном, зеленой роговой обманкой, основным плагиоклазом. Количественное соотношение названных минералов непостоянно в различных разновидностях: в нормальном габбро преобладает пироксен, в роговообманковом — роговая обманка, в лейкокракву — плагиоклаз. Структура пород типичная габбровая. Диориты и кварцевые диориты встречаются в том или ином количестве во всех массивах. Эти породы имеют темно-серую или зеленовато-серую окраску, среднезернистое до крупнозернистое сложения, массивную или тактовую текстуру.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда аллотриоморфнозернистая, либо prizmaticheskie-zernistaya с элементами пойкилитовой. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (55—60%), представленный преимущественно типичными зернами андезина, зеленая роговая обманка (25—30%), биотит (5—10%), кварц (до 10%), калишпат (до 5%); вторичные минералы — хлорит, эпидот, иллицит, из акцессорных наиболее часто встречаются сфен и рудный. С габбро диориты связаны постепенными переходами.

Габбро-диориты и кварцевые габбро-диориты являются промежуточными переходными членами между гаммой габбровых и диоритовых пород. От габбро они отличаются наличием участков с гипидиоморфнозернистой структурой, более кислым составом плагиоклаза и преобладанием роговой обманки над плагиоклазом.

По петрохимическому составу интрузивные образования первой фазы палеозойского комплекса (см. табл. I, анализы 16—19) относятся (по классификации А. Н. Заварзинского) к породам нормального ряда, т. е. реже, к ряду пород, пересеченных алюминием. Ближе всего они стоят к габбро и диоритам, по Р. Дэли, и обычно отличаются от них меньшим содержанием кремнекислоты и большим глинозема.

Биотитовые, реже лейкокракватые граниты и амфибол-биотитовые гранодиориты

Гранитовиды палеозойского возраста занимают около 40% площади листа. Они являются обычно крупными, в несколько сотен кв. км батолитового типа тела, далеко уходящие за пределы листа. В северной половине листа они

резко преобладают над всеми осадочными, интрузивными и метаморфическими образованиями, в южной развиты в меньшей степени.

Среди палеозойских гранитоидов по структурным признакам и постепенные переходы между которыми наблюдались неоднократно в бассейнах рек Ито-кыча и Мархеты: а) мелко-средне- и крупнозернистые лейкокракватые и биотитовые граниты; б) средне-крупнозернистые порфиroidные амфибол-биотитовые гранодиориты.

В пространный положеении этих разновидностей наблюдается не-которая закономерность: амфибол-биотитовые гранодиориты распространены в основном в северной части листа, где они содержат большее количество ксенолитов пород основного и среднего состава первой фазы. В центральной и южной частях листа, где основные породы почти не встречаются (за исключением Кудихтинского массива), гранитовиды представляются лейкокракватой, причем биотитовыми разновидностями. Образование фациальных разновидностей, на наш взгляд, в значительной степени связано с процессами гидризма.

Мелко-, средне- и крупнозернистые лейкокракватые и биотитовые граниты (№Pz1-2)

Большие тела этих гранитоидов закартированы в районе р. Букачачи, в верховьях рек Шамтегя и Итокыча. Они представляют собой от мелко- до крупнозернистых, иногда порфиroidные породы светло- или розовато-серого цвета. Величина порфиroidных выделений полевых шпатов не превышает 0,5—1 см. Под микроскопом структура пород гранитовая, иногда бласто-гранитовая и катакlastическая.

В минералогическом составе пород принимают участие следующие минералы: плагиоклаз, иногда зональный (от № 24 в краевых частях до № 28—31 в центральных) — 25—30%, редко — до 40—45%; калиевый полевой шпат, представленный чаще всего речетчатый микроклином (от 20 до 35%), кварц (25—30%), биотит (от 2—3 до 8—10%). Акцессорные минералы представлены: цирконом, апатитом, рудным, сфеном, встречающимся в ассоциации с биотитом. Далеко юго-восточных гранитоидов весьма характерно образование микрелитов на стыках зерен плагиоклаза и калишпата.

Из постмагматических процессов наиболее характерны серицитизация и хлоритизация; альбитизация хотя и не получила широкого развития, но все же имеет место. По химическому составу палеозойские лейкокракватые и биотитовые граниты (см. табл. 1, 2, анализы № 23—26) очень близки к граниту всех периодов, по Р. Дэли, отличающемся от него большим содержанием кремнекислоты и меньшим — окисей кальция и магния.

Изучение данных спектрального анализа шпатов показало, что в палеозойских гранитоидах постоянно присутствуют следующие элементы: ванадий, гаггит, цирконий, марганец, медь (сотые и тысячные доли процента); и наоборот, характерны — хром и кобальт (следы и тысячные доли процента); и совершенно отсутствует молибден. Изучение протолочек палеозойских гранитоидов, шпено отсутствует молибден. Изучение протолочек палеозойских гранитоидов, что их отличительным признаком (по отношению к мезозойским гранитоидам) является отсутствие молибдена среди акцессорных минералов, принимающих участие в минералогическом составе пород.

Средне-крупнозернистые порфиroidные амфибол-биотитовые гранодиориты (№Pz1-2)

Эти породы характеризуются розовато-серой и зеленовато-серой окраской. На фоне мелкозернистой основной массы хорошо видны порфиroidные выделения полевых шпатов, достигающие размера до 1X3 см. Под микроскопом они обнаруживают порфиroidные, гранитовые и катакlastические структуры. В составе пород участвуют плагиоклаз № 25—27 (40—55%), калиевый полевой шпат (15—25%), кварц (10—25%), биотит (6—10%), роговая обманка (3—5%), акцессорные и вторичные минералы: из темноцветных

всегда преобладает биотит, а роговая обманка присутствует в подчиненном количестве.

В тесной связи с палеозойскими гранитоидами находятся их жильные образования: аплитовидные граниты и аплиты (i), перлиты (p), лампрофиры (х), встречающиеся в виде маломощных (до 2,5 м) кругло- или пологопадающих жил разнообразного простирания.

Жильные образования распространены среди палеозойских гранитоидов довольно равномерно, но намечается два участка, на которых они пользуются широким распространением: водораздел рек Красненкой, Ниж. Чанкинки и Жегендекен и водораздел рек Марехты и Безыманной.

Относительно возрастное положение палеозойских гранитоидов района установлено с достаточной достоверностью. Основные факты, на которые опирались авторы при определении возраста, следующие.

1. В палеозойских гранитоидах часто содержится ксенолиты разнообразных метаморфических пород (бассейны рек Куэнта, Анамжак, Ценда).

2. Палеозойские гранитоиды несомненно могут быть поднепротерозойских магматических образований, так как между ними наблюдаются интрузивные взаимоотношения. Так, в бассейне р. Горбычи обнаружен контакт палеозойских гранитов с биотит-амфиболовыми гнейсовидными диоритами. Контакт неровный, извилистый; граниты дают в диориты многочисленные апофизы и заклы с округлыми краями. Зернистость гранитов несколько уменьшается к контакту и наблюдается их обогащение биотитом и амфиболом.

3. Палеозойские гранитоиды имеют четкие рвущие контакты с основными породами первой фазы палеозойского комплекса и часто содержат их ксенолиты (водораздел рек Марехта и Кудикта).

4. Палеозойские гранитоиды древнее гранитоидов второй и третьей фаз амананского раннемезозойского комплекса, так как последние во многих случаях прорывают их и содержат их ксенолиты (водораздел рек Марехта — Тонка).

5. Определения абсолютного возраста палеозойских гранитоидов по биотиту выполняются в пределах 198—325 млн. лет (по данным А. М. Стрелова, И. Д. Победаша, М. И. Тухоманова), что позволяет отнести их к верхнему палеозою — раннему мезозою. Однако, о возрастном положении палеозойских гранитоидов единого мнения среди исследователей Витимо-Олекминской горной страны нет. Одни считают их нижнепалеозойскими, другие средневерхнепалеозойскими, третьи — просто палеозойскими. Неопровержимых доказательств в пользу того или иного возраста нет ни у кого. Авторы принимают возраст описываемых гранитоидов ранне-среднепалеозойским.

Раннемезозойские интрузии (?)

Амананский интрузивный комплекс

Гранитоиды раннемезозойского возраста представляют породами амананского интрузивного комплекса, которые занимают около 25% листа (1200 км²). Они представляют двумя с лишним десятками тел малой и средней величины, площадью от первых единиц до нескольких сотен (Бухтинский массив) квадратных километров. Форма тел самая разнообразная: от почти овальной до неправильной; характерна для всех тел ориентированность (вытянутость) в северо-восточном направлении.

В состав амананского интрузивного комплекса входят разнообразными по петрографическому составу образования: габбро, габбро-диориты, диориты (первая фаза), граниты, гранодиориты, граносениты, кварцевые диориты (вторая фаза), граниты, аляскиты (третья фаза). Между выделенными фазами установлены четкие интрузивные контакты.

Большое разнообразие петрографических различий пород объясняется в основном процессами глубинной дифференциации магмы и в меньшей степени процессами асимметрии и габриллазма.

Породы основного состава: габбро, габбродиориты, диориты (первая фаза) на территории листа не встречаются, а характеристика широко распространенных пород второй и третьей фаз приводится ниже.

Биотит-амфиболовые гранодиориты, граниты, граносениты, кварцевые диориты (№2,7,2а)

Биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, граносениты, кварцевые диориты второй фазы амананского комплекса участвуют как фациальные разновидности в строении нескольких довольно значительных по площади массивов (Бухтинский, Жегендекенский, Нерчинский и др.).

В количественном отношении среди перечисленных петрографических разновидностей пород преобладают гранодиориты, которыми в основном сложены Бухтинский, Жегендекенский и Нерчинский массивы; в Шахтаминском массиве, наряду с ними, значительно распространены кварцевые диориты, а в Нерчинском — граносениты.

Распределением фаций внутри массивов иногда подчеркиваются их зональное строение, но оно характерно не для всех массивов.

В качестве примера массива с зональным распределением фаций приведем Бухтинский массив, а с незональным — Жегендекенский. По ним можно судить и о других массивах, т. к. они совершенно идентичны им.

Бухтинский массив находится в юго-восточной части листа в бассейнах рек Чунонда, Верхняя и Нижняя Бухта, Анамжак, Соколан и др. и образует вытянутое в широтном направлении значительное по размерам интрузивное тело. Массив отграничен чрезвычайно простой, почти прямоугольной формой: часть его находится на площади соседнего листа №50-XXVIII (Зиово). Длина массива достигает 29 км, ширина 13 км, уменьшаясь к северо-востоку до 5 км. Площадь той части массива, которая находится на территории листа №50-XXVIII, достигает 260 км². В своем строении массив обнаруживает зональность, его периферические зоны сложены почти исключительно диоритами и кварцевыми диоритами, в то время, как центральные — более кислыми и щелочными разновидностями: гранодиоритами, гранитами, граносенитами. В расположении последних внутри массива закономерности не наблюдается, можно только отметить, что граносениты и граниты чаще встречаются ближе к центру массива (верховья падей Соколан, Налтекан). Все эти породы характерны розовато-серой окраской, средне-, реже, крупнозернистой (иногда порфиоровидной) структурой, маслянистой текстурой. Характерно наличие коротко-столбчатых кристаллов обыкновенной роговой обманки, часто травяно-зеленого цвета и псевдогексагональная форма бесцветных чешуек черного биотита.

Под микроскопом они обнаруживают сходство структур и один и тот же минералогический состав (плагноклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол, сфен, апатит и рудный), отличаясь главным образом относительным содержанием калиевого полевого шпата, плагноклаза и кварца.

Наиболее типичен в шпифах плагноклаз, образующий как полисинтетически сдвоенные, так и зональные зерна. У последних фелоровским методом основность периферических зон определена как андезин № 32, центральных — андезин № 38.

В противоположность плагноклазу калиевый полевой шпат (калишпат-перлит) наиболее ксеноморфен и нередко содержит включения мелких зерен плагноклаза (монцинтавая и пойкилнтавая структура). Заслуживает внимания тот факт, что на стыках зерен калиевого полевого шпата и плагноклаза совершенно не образуется микрелитов, столь характерных для палеозойских гранитоидов. Кварц ксеноморфен. Биотит и амфибол (зеленая роговая обманка) частично хлоритизированы и эпидотизированы. С ними обычно ассоциируются сфен, апатит и рудный минерал. Как уже указывалось выше, описанные породы к периферии массива сменяются кварцевыми диоритами и диоритами. Переход от них к диоритам совершенно постепенный: порода темнеет, уменьшается содержание кварца, уменьшаются размеры зерен, несколько увеличивается количество порфиоровых вкрапленников. Под микроскопом видны, как соответственно этому меняются и минералогический состав, а также структура пород: почти полностью исчезает калиевый полевой шпат, увеличивается

содержание темновесных минералов, монитонитовые и гранитовые структуры сменяются призматическизернистыми.

Диориты узкой полосой протыгиваются вдоль всех контактов Бухтинского массива. Ширина диоритовой «каемки» варьирует от 300 до 700 м. Достигая максимального значения в северной части (район рек Иенда, Берендак, Ауч-нонда). В энтоконтактной части массива диориты имеют меланократовый облик, средне-мелкозернистую, порфировидную и иногда порфировую структуру. Под микроскопом структура их преимущественно призматически- и аплотноморфнозерниста.

Минералогический состав характеризуется непостоянным содержанием темновесных минералов (15—20%), представленных биотитом и зеленой роговой обманкой, почти полным отсутствием калиевого полевого шпата и незначительным (7—10%) содержанием кварца.

Основное место в строении породы занимает зональный плагиоклаз, центральные части которого представлены андезитом № 40. Из акцессориев типичны сфен, апатит и рудный минерал. Вторичные процессы выражаются в частичной хлоритизации и эпидитизации темновесных минералов. Мелкозернистые резко порфировидные разности описываемых диоритов отличаются хорошо выраженной гломоропорфировой структурой. Во вмещающих зональный андезит.

Желеденекский массив располагается в верхнем течении р. Аиты и по ее правым притокам: Желеденек, Туркакича, Булорихта. Образует вытянутое в северо-восточном направлении интрузивное тело длиной до 18 км. Его юго-западная часть (площадь 70 км²) расположена на исследованной площади, северо-восточная — на соседнем с востока листа N-50-XXVIII (Зиглово). Ширина тела довольно постоянна (5—6 км), с отдельными пережками до 1 км. Морфология тела проста, контакты его с вмещающими палеозойскими гранитоидными резкие, характеризуются прямой линейностью. Энтоконтакты в большинстве выражаются в некотором изменении величины зерна в сторону уменьшения. Зона контакта на местности, обычно, подчеркивается перегибами в рельефе.

В пределах исследованной территории Желеденекский массив сложен исключительно кварцевыми диоритами, иногда существенно биотитовыми (тонгаитами) и гранодиоритами. В пространственном распространении этих разновидностей внутри массива какой-либо закономерности не подмечено. Названные породы характеризуются серой, светло-серой окраской, среднезернистой структурой, массивной текстурой.

Под микроскопом они обнаруживают чаще всего гипидноморфнозернистую структуру с отклонениями до аплотноморфнозернистой, монитонитовой и пойкилитовой и следующий (усредненный) минералогический состав: плагиоклаз — 66%, калиевый полевой шпат — 11%, кварц — 15%, биотит — 4%, амфибол — 3%, сфен, апатит, рудный минерал — 1%.

Наиболее идноморфен в шпифах плагиоклаз. Для него характерна резко выраженная зональность, как прямая, так и повторяющаяся. В случае прямой зональности периферические зоны сложены кислыми разностями олигоклаза, центральные андезитом № 37—38. Из калиевых полевых шпатов резко преобладают разности с пертитовыми вростками. Кварц отменяется как в ксеноморфных, так и идноморфных по отношению к полевым шпатам зерна. Амфибол (зеленая роговая обманка) и биотит часто хлоритизированы и эпидитизированы.

Минералогический анализ протолочек показал постоянное присутствие в амананских гранодиоритах в весовых количествах ильменита, магнетита, гематина, сфена, циркона, апатита, швелита; в зональных количествах постоянно присутствуют циркон радиоактивный, молибденит, гаденит, арсенопирит.

Гранодиориты второй фазы амананского интрузивного комплекса по петрохимическому составу наиболее близки к граниту всех периодов, по р. Дани, и отличаются от него лишь несколько пониженным содержанием кремнекислоты (см. табл. 1 и 2, анализы 29, 30).

Лейкократовые биотитовые граниты, аляскиты (№3Тга)

Лейкократовые и биотитовые граниты амананского комплекса распространены преимущественно в северо-западной и центральной частях листа, где они образуют несколько массивов, приуроченных к юго-восточному борту Кыкоро-Акминской котловины и осевой части Нерчинско-Куэнгского хребта. Их разведывает не только приуроченность к различным орографическим единицам, но и специфические условия формирования, отразившиеся в своеобразии структурно-текстурных особенностей.

Граниты, приуроченные к пониженной части рельефа, характеризуются порфировидной структурой, заметным количеством биотита и иногда гнейсовидной текстурой. В них отмечается значительное количество ксенолитов кристаллических сланцев, гнейсов и основных пород. Гнейсовидная текстура не связана с присутствием ксенолитов, она обусловлена ориентированным расположением линзовидных гломорокскоплений кварца.

Граниты осевой части хребта в отличие от вышеописанных имеют равномерную среднезернистую гломороккристаллическую структуру, массивную текстуру и характеризуются незначительным содержанием биотита. Ксенолиты более древних пород встречаются в них гораздо реже.

Качественный минералогический состав их одинаков, единственное отличие заключается в том, что в порфировидных гранитах иногда наблюдается решетчатый микроклин, который отсутствует в равномернозернистых.

Общность минералогического состава и различие в структурно-текстурных особенностях пород зависит, по нашему мнению, от характера эрозивного среза. При современном эрозивном срезе в приподнятых блоках (осевая часть Нерчинско-Куэнгского хребта) обнажаются наиболее чистые лейкократовые равномернозернистые разновидности гранитоидов, формирувавшихся в гипомезоабиссальных условиях.

Значительное количество ксенолитов более древних пород, большее содержание темновесных минералов, хорошо выраженная порфировидная структура гранитов приобортовой части Кыкоро-Акминской котловины позволяет говорить о внедрении их в гипабиссальных, или близких к ним условиях, а также значительном проявлении процессов гирбидизма.

Тела лейкократовых гранитоидов имеют в плане нозометричную, или близкую к ней форму; большинство их ориентировано в северо-восточном направлении. Наиболее крупные из них (Куэнгский, Селгиндинский, Нерчинский и др.) имеют площадь от 50 до 220 км².

Гранитоиды третьей фазы характеризуются прежде всего лейкократовым обликом, порфировидностью (Нерчинский шток), более кислым по сравнению с гранитоидами первой фазы составом и незначительным количеством фациальных разновидностей. Среди последних резко преобладают лейкократовые граниты, очень редко встречаются граносиениты и биотитовые граниты. В пространственном положении граносиенитов внутри массивов какой-либо закономерности не наблюдается, но биотитовые граниты обычно приурочены к энтоконтактам, т. е. к местам максимального насыщения ксенолитами вмещающих пород, имеющих обычно повышенную (по сравнению с интрузивными гранитами) основность. Такая закономерность наблюдается в энтоконтактах Куэнгского и, частично, Селгиндинского интрузивов.

По структурным признакам среди гранитоидов третьей фазы выделяются три фациальные разновидности: мелкозернистые, средне-крупнозернистые и порфировидные. В пространственном положении структурно-фациальные разновидности отмечается следующая закономерность: мелкозернистые граниты приурочены к краевым частям интрузивов (Селгиндинский, Куэнгский шток), средне-крупнозернистые и порфировидные — к центральным частям тел. Между всеми названными разновидностями гранитов наблюдаются постепенные переходы. Для всех разновидностей гранитоидов третьей фазы характерна розовая окраска полевых шпатов и наличие гломорокскоплений дымчатого (до морфона) кварца.

Для средне-крупнозернистых лейкократовых с биотитом гранитов и граносиенитов характерна гранитовая, криптовая и гломороккристаллическая

структуры, а также неравномерности — криповая структура, отделившиеся нагнем большого количества крупных зерен калишпат-перита, промежуток между которыми вытолкены агрегатом более мелких зерен.

В минералогическом составе породы принимают участие следующие минералы: калишпат-перит, плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, серпентин, пегит, сфен, апатит, рудный шпат, содержание которого редко опускается ниже 40—45%. Он представлен просто слейникованными, обычно крупными (до 5 мм) зернами калишпат-перита, содержащего многочисленные включения плагиоклаза, раскисленного гипоты до альбита. Плагиоклаз (25—30%) представлен как зональными, так и незональными разновидностями. Кислотность незональных и краевых зон повышается до среднего олигоклаза (№ 20—22). Как характерный признак описываемых гранитоидов отметим полное отсутствие мрамектов. Из темноцветных минералов обычны биотит, роговая обманка не характерна, она встречается sporadически в местах наибольшего обогащения ксенолитами. Суммарное содержание темноцветных минералов превышает 4—5%. Из акцессориев отмечены сфен, апатит, рудный минерал, встречающиеся в обычных формах и ассоциациях. Вторичные продукты по полевым шпатам и темноцветным минералам представлены серпентитом, хлоритом и пегитом.

Мелкозернистые субшелочные лейкократовые и аляскитовые граниты имеют типичную гранитовую, иногда с участками пематитовой, структуру и массивную, реже, микроритовую текстуру. Средний минералогический состав мелкозернистых гранитов: калишпат-перит (55—60%), плагиоклаз № 8—12 (15—20%), кварц (25—30%), биотит (1%). Акцессорные минералы (результаты анализа протопочек): магнетит, апатит, ильменит, сфен, гагатит, арсенопирит, шеелит, циркон радиоактивных, молибденит, ортит, торит.

Как видно, мелкозернистые граниты отличаются от крупнозернистой фации большим содержанием щелочных минералов, более кислым составом плагиоклаза и меньшим содержанием темноцветных минералов. Во всем же остальном они тождественны. Для обеих разновидностей характерны следующие признаки: а) преобладание в минералогическом составе щелочных алюмосиликатов: калишпат-перита и альбита, что обуславливает субшелочной или близкий к своему составу породы; б) наличие только первичных разновидностей калишпатов; в) преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами; г) полное отсутствие мрамектов; д) незначительное содержание темноцветных. По химическому составу крупнозернистые и мелкозернистые граниты близки к щелочноземельным гранитам, по Р. Дэли, а по содержанию щелочей некоторые из них близки к щелочным гранитам (см. табл. 1 и 2, анализы 31—34).

Порфиroidные лейкократовые и биотитовые граниты имеют гранитовую и гломмерокристаллическую структуру и состоят из следующих минералов: плагиоклаз (24—32%), калиевого полевое шпата (31—35%), кварца (26—30, иногда до 40%) и биотита (до 7—10%); из акцессорных и вторичных присутствуют: апатит рудный, сфен, циркон, пегит, серпентин, мусковит. Отличия их от мелко- и крупнозернистых фаций заключаются в большей содержании темноцветных минералов и плагиоклаза, основность которого здесь несколько выше. Кроме того, в порфиroidных гранитах изредка появляются решетчатый микрочлен, совершенно отсутствующий в мелко- и крупнозернистых фациях. По своему химическому составу они почти не отличаются от вышеописанных гранитов (см. табл. 1, 2) и очень близки к щелочноземельным гранитам Дэли, отличаясь от них несколько меньшим содержанием кремнекислоты.

Жилы породы амананского интрузивного комплекса представлены аплитами и аллигивидными гранитами (1), пематитами (2), диоритовыми порфиритами (3), гранит-порфирами (4), гранодиорит-порфирами (5), Жилы, имеющие мощность 1,5—2,5 м, обычно приурочены к краевым частям массивов и ориентированы в различных направлениях. По простиранию жилы прослеживаются на расстояние в несколько десятков и даже сотен метров.

Эндоконтактовые изменения гранитоидов обычно выражаются в появлении мелкозернистых и порфиroidных фаций в краевых частях массивов. Экзоконтактовые изменения выражаются в дроблении и перекристаллизации вмещающих палеозойских и протерозойских гранитов. Мощность зон дробления не превышает нескольких десятков, а иногда (верховья р. Колтомокон) и первых метров.

Возрастное положение пород амананского комплекса определяется по следующим признакам.

1. Взаимоотношения между фазами комплекса достоверно установлены во многих случаях (верховья р. Маректа, водораздел рек Маректа — Медвежья), где амфиболовые гранодиориты четко рвутся лейкократовыми гранитами.
2. Нижняя возрастная граница гранитоидов амананского комплекса определяется наличием четких интрузивных контактов обеих фаз комплекса с палеозойскими гранитоидами (водораздел падей Топака-Безыминная, верховья р. Бол. Колтомоной).
3. Интрузивные образования комплекса перекрываются покровами среднеюрских далитовых порфиров (район источника Колтомокон, водораздел падей Медвежья — Шахтама), чем определяется их верхняя возрастная граница.
4. В бассейне падей Топака лейкократовые граниты III фазы амананского комплекса прорываются позднюрскими сенинг-диоритами амуджиканского комплекса.
5. На водоразделе рек Шахтама — Горбица установлено прорывание гранодиоритов II фазы щелочными гранитами нерчуганского комплекса.
6. Определение абсолютного возраста гранодиоритов Бухтинского массива (проба II-16, верховья пади Ниж. Бухта), произведенное по биотиту М. А. Демехиной в Лаборатории абсолютного возраста ЧГУ, дает возраст гранитов 153 млн. лет, что соответствует перми (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

№ полевой пробы	Наименование породы	% К	At 40 K 40	Возраст, млн. лет	Средне-арифметическое
II-16	Биотит	6,25	0,0147	247	} 253
II-16	"	6,25	0,0154	258	

7. Определение абсолютного возраста гранитоидов амананского комплекса, произведенные исследователями сопредельных площадей дают широкий возрастной диапазон — от триаса до средней юры (В. В. Новиков, 1959 г. 193 млн. лет, 1962 г. — 160 млн. лет, И. Д. Победаш, 1959 г. — 210 млн. лет).

8. Исследователи смежных районов (В. А. Гулин, А. М. Стрелов, Н. В. Сачунов) склонны условно считать возраст подобных гранитоидов раннемезозойским; это мнение разделяется и нами.

Средне-позднеюрский субвулканический комплекс

Гранит-порфириты, эриносциенит-порфириты (Утл-2-3)

На территории листа субвулканические образования представлены более чем двумя десятками штоков самой разнообразной формы и многочисленными дайками.

По своему характеру это типичные трещинные гипабиссальные интрузии, приуроченные или к ослабленным зонам контактов, или к мощным разрывным нарушениям (например, тело граносиенит-порфиры в юго-восточной части листа внедрилось по контакту амананских гранодиоритов и протерозойских гранитоидов). Большая часть тел находится в осевой части Нерчинско-Кузнецкого хребта и занимает четко выраженный пологую ширину около 20 км, протягивающуюся по диагонали через весь лист в северо-восточном направлении. Штоки обычно несколько вытянуты в северо-восточном направлении, что совпадает с направлением региональных тектонических нарушений, которые их иногда опраничивают; площадь штоков равна 1—35 км².

В относительно крупных штоках отчетливо видна структурная зональность: центральные части тел сложены разнообразными с более крупными размерами фенокристов и хорошо раскристаллизованной основной массой, а периферические — имеют стекловатую основную массу и мелкие размеры фенокристов.

По петрографическому составу выделяются следующие разновидности: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры. В пределах одного тела все указанные разновидности встречаются редко, обычно в строении штока принимают участие какая-либо одна, реже, две разновидности пород. Все вышеназванные разновидности пород связаны между собой фацialsными переходами.

Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры — розовые, розовато-серые и желтовато-серые породы, обычно порфировой структуры. Вкрапленники имеют величину от 0,5 до 1 см и представлены полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой. Структура основной массы в центре массива микрогранитовая, в периферических частях — микрометалловатая, псевдоферролитовая, реже, фельзитовая.

Их минералогический состав: калишпат-пертит (от 45% в гранит-порфирах до 70—80% в граносиенит- и сиенит-порфирах), плагиоклаз — кислый олигоклаз (до 25—30%), кварц (от 5 до 30%), биотит (до 5%), роговая обманка (3—5%, только в сиенит- и граносиенит-порфирах). В порфировых выделениях присутствуют все названные минералы, только их количественное соотношение непостоянно в разных породах. Например, в гранитах среди порфировых вкрапленников резко преобладает кварц, а в кварцевых сиенитах и граносиенитах калишпат-пертит. Вообще для всех образований субвулканического комплекса характерен субфеллоидный, или близкий к нему состав.

С наиболее крупными штоками порфировых пород генетически связаны дайковые образования, развитые преимущественно в зоне экзоконтакта. Это малые по мощности и протяженности дайки тех же гранит- и граносиенит-порфиров (ут), реже фельзит-порфиров (дт). На геологической карте отчетливо показаны наиболее крупные из них, остальные или не выделяются совсем из-за малых размеров, или объединены с более крупными телами.

Породы субвулканического комплекса имеют активные контакты с гранитоидами верхнепротерозойского и палеозойского комплексов (верхува р. Тоонокон, бассейн пади Тукана). В ряде мест (бассейны рр. Шеминиха, Колтомокон, Соколан и др.) установлены факты прорывания субвулканическими породами гранитоидов амананского комплекса. В районе хурорта Колтомокон граносиенит-порфирами прорываются дайковые порфиры среднего-старшего возраста.

В последнее время (В. В. Павлова, 1962 г., ВСЕГЕИ) установлено, что в районе Моинбдонового месторождения «Голубое» (к северо-востоку от изученной площади) породы субвулканического комплекса верхнеюрского возраста прорваны штоком гранитоидов, относимых В. И. Шулбынгером (1956б) к амуджижанскому комплексу. Верхняя возрастная граница субвулканических пород определяется находками их галек в верхнеюрских — нижнееловых конгломератах Оловской депрессии. Таким образом возраст описываемых пород может быть условно принят верхнеюрским.

Позднеюрские интрузии

Амуджижанский интрузивный комплекс

Биотитовые и роговообманково-биотитовые гиганто-порфировидные граниты, порфировидные гранодиориты, сиенит-диориты (Уз3а)

Площадное распространение пород этого комплекса незначительно. При современном эрозионном срезе они занимают площадь 100 км², слагают интрузивные тела в северо-восточной части листа (водораздел рек Чокур — Икчинкон, Чокур — Итокича, бассейн р. Топака). Наиболее крупным по размерам является Итокинчинский массив, занимающий площадь 50—55 км². Другие тела имеют несравненно меньшие размеры — 1—10 км². Форма их разнообразная — от почти овальной до неправильной, резко удлиненной. Все они приурочены или к ослабленным зонам контактов палеозойских гранитоидов с триасовыми, или к региональным зонам смятия, катаклаза, милонитизации.

В составе тел выделяются следующие петрографические разновидности пород: гиганто-порфировидные граниты (У), порфировидные гранодиориты (УФ), сиенит-диориты (мондониты) — ЭФ. Итокинчинский массив сложен гиганто-порфировидными гранитами и гранодиоритами; в строении более мелких тел участвует одна из указанных петрографических разновидностей пород.

Например, тела, внедрившиеся вдоль северного контакта Селдинского штока амананских лейкократовых гранитов, имеют сиенит-диоритовый состав, а тела, расположенные южнее, — представляются гранодиоритами. Породы, входящие в состав комплекса, характеризуются гипабиссальным обликом, массивными текстурами.

Наиболее характерными образованиями амуджижанского комплекса являются гиганто-порфировидные граниты, отгичающиеся от всех остальных разновидностей значительными размерами и большим количеством порфировых выделений полевых шпатов, размеры которых колеблются в пределах 5×3—8×5 см. В расположении вкрапленников обычно никакой закономерности не наблюдается.

В минералогическом составе породы принимают участие кварц (25—33%), калиевый полевой шпат, представленный пертитовыми разновидностями и, реже, решетчатым микроклином (30—35%), плагиоклаз-олигоклаз (25—30%), биотит (5—10%), роговая обманка (3—5%). Гранодиориты отгичаются от гранитов обычно меньшей величиной порфировых выделений полевых шпатов, меньшим содержанием кварца (15—23%) более основным составом плагиоклазов (№ 32—35) и большим количеством темныхцветных компонентов.

Фацialsные переходы от гранитов к гранодиоритам наблюдались в Итокинчинском массиве на водоразделе рек Чокур — Итокича.

Сиенит-диориты (мондониты) образуют несколько небольших тел, выходы которых имеются в бассейне р. Топака. Они характеризуются порфировидностью, пятнистой окраской, обусловленной наличием в их составе двухцветных полевых шпатов: розового и желтовато-белого. Под микроскопом они имеют призматически-зернистые и мондонитовые структуры. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз № 36—42 (44—48%), калиевый полевой шпат (25—27%), кварц (10%), роговая обманка (12—14%), биотит (6—8%).

Жильные образования комплекса представлены диоритовыми порфиритами, аллигатами, пегматитами.

Входящие в состав комплекса гиганто-порфировидные граниты по петрохимическому составу очень близки к докембрийскому граниту, по Р. Дэли, и отгичаются от него несколько меньшим содержанием кремнекислоты и большим содержанием щелочей. Сиенит-диориты (мондониты) почти не отгичаются от среднего состава кварцевых мондонитов Р. Дэли (см. табл. 1 и 2, анализы 35—37).

Нижняя возрастная граница образований амуджижанского комплекса определяется фактором прорывания сиенит-диоритов, лейкократовых гранитов триасового возраста амананского комплекса (бассейн р. Топака). Верхняя —

устанавливается на основании находок галек пород амударьинского комплекса в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Кыкоро-Акимжанского депрессии. На основании этих фактов возраст гранитоидов амударьинского комплекса условно принимается позднеюрским.

Нерчутанский интрузивный комплекс

Мако, средне- и крупнозернистые щелочные граниты, граносиениты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры (хVУЗл)

Щелочные гранитоиды нерчутанского комплекса на изученной территории закартированы на водоразделах р. Колгомой с р. Горбичикан и Горбичикан — Горбича, где они образуют массив (именуемый в дальнейшем Колгомоикий площадью около 60 км²). Форма массива неправильная, он втянут в северо-восточном направлении почти на 20 км при средней ширине в 3 км. Южные, северо-западные и юго-восточные контакты массива почти на всем протяжении тектонические. В строении массива участвуют граниты и граносиениты, представленные лейкократовыми и мезократовыми разновидностями. Между названными разновидностями существуют постепенные взаимопереходы.

В просторанственном положении фаций внутри массива наблюдается следующая закономерность: центральные части массива сложены более лейкократовыми разновидностями — гранитами, краевые (особенно в северо-восточной части массива) — граносиенитами. Структурная фацильность тоже выражена довольно четко: краевые структурные фации в основном представлены мезокристаллическими гранитами с микротекстурированной текстурой, а также гранит- и граносиенит-порфирами. Жильные образования щелочных гранитоидов распространены очень слабо и представлены лишь аплитами и микрогранитами, жилы которых приурочены обычно к краевым частям массива.

Макроскопически граниты мелко-, средне- и крупнозернистые, характерны зумушеские силеновой, малиновой и розовой окраской полевых шпатов. Наилучшим образом проявляются повышенный содержание кварца (до 50%) и присутствием в некоторых шпатах макроскопически различного флюорита. Главные минералы в гранитах почти отсутствуют. Граносиениты отличаются меньшим содержанием кварца и большим — темнокристаллических минералов.

Изучение тяжелой фракции протолочек из щелочных гранитов показало, что в отличие от более древних гранитов они характеризуются постоянным присутствием монацита, корунда, флюорита и киновард; в значительных количествах содержится радиоактивный циркон (600—900 г/т на тонну), что обуславливает повышенную радиоактивность пород. В отличие от триасовых лейкократовых гранитоидов в щелочных гранитах совершенно отсутствуют олигоденит и редко встречается сфен.

Структура пород гранитовая, аплитовая и пегматитовая. Элементы последней наблюдаются в сочетании с другими структурами почти во всех шпатах.

Минералогический состав пород довольно прост: 90—95% составляют калишпат-перит и кварц, на долю же глаукоклаза (альбит-олигоклаза), встречающегося далеко не во всех шпатах, и темнокристаллических минералов приходится весьма незначительная часть объема. Темнокристаллические минералы представлены в основном арфведсонитом и щелочной роговой обманкой; очень редко встречается олигот. Из акцессорных минералов наиболее характерны флюорит, циркон, рудный минерал, которые обычно ассоциируются с темнокристаллическими минералами и выпадают вместе с ними интрегстиции между более крупными зернами кварца и полевых шпатов.

В описываемых гранитоидах весьма широко развиты процессы альбитизации, выражающиеся в образовании характерных жильковидных перитов замещения по полевому шпату, что свидетельствует о значительной роли щелочного метасоматоза в постмагматическую стадию формирования интрузива щелочных гранитоидов.

Возраст щелочных гранитоидов принимается позднеюрским на основании нижеследующего.

1. Щелочные граниты имеют четкие эрудитивные контакты с олигот-амфиболитовыми гранодиоритами амананского комплекса (левобережье р. Горбичи).

2. На территории листа N-50-XXXXII установлено прорывание щелочными гранитами, аналогичными вышеописанным, дацитовых порфиров, возраст которых в последнее время считается средне-верхнеюрским.

3. В верховьях р. Зюльях установлена, что щелочные граниты не только верхней юры, так как их галька содержится в верхнеюрских — нижнемеловых конгломератах Оловской депрессии.

4. В. И. Шубдинером в среднем течении р. Нерчутан установлен факт прорывания щелочными гранитами нерчутанского комплекса позднеюрских образований суббулганского комплекса.

5. Необходимо отметить условность помещения образований нерчутанского комплекса в позднеюрское, т. е. взаимоотношения между ними до сих пор не выяснены, что не позволяет однозначно решить возраст щелочных гранитоидов.

ТЕКТОНИКА

Ограниченное развитие на территории листа N-50-XXXXVII фаунистически охарактеризованных отложений и широкое распространение разновозрастных магматических пород значительно затрудняют расшифровку тектоники и истории геологического развития региона. Одним из авторов (Флоренсов, 1954) территория листа относится к области антиклинальных зон и синклинальных массивов с участками мезозойских образований во впадинах — синклинальях Олекмо-Витимской нижнепротерозойской складчатой зоны. Другими (Козе-ренко, 1956) — к области древнепалеозойской (байкальской) складчатости.

По данным гранитационной съемки (М. В. Иванов, 1960 г.) на территории листа N-50-XXXXVII выделяются две крупные гравиационные аномалии. Одна из них занимает юго-юго-восточную часть территории и характеризуется повышенным гравиационным полем, пространственно совпадает с площадью развития древних метаморфических и магматических образований. Другая аномалия силы тяжести охватывает большую, северо-восточную часть площади листа. Гравиационное поле этой аномалии отличается резко пониженным значением градиентов. На общем фоне поля здесь наблюдается (северная часть территории по правобережью р. Нерчи) слабоинтенсивное локальное повышение гравиационного поля, которое соответствует выходам на дневную поверхность также позднепротерозойских интрузий. На остальной части территории листа, пространственно расположенной в контуре данной аномалии, преобладающее развитие получили интрузивные образования палеозойского комплекса. Указанные выше два крупных элемента общепрогравиационного поля сочетаются по резкой ступени аномалии силы тяжести, которая совпадает с крупным глубинным разломом, уходящим далеко на северо-восток и юго-запад за пределы исследуемой территории.

По характеру изменения магнитного поля территории листа также может быть четко разделена на две части — северо-западную и юго-восточную (В. В. Сусленников, 1957 г.). Для северо-западной части (водораздел рек Агита — Нерча), где преимущественным развитием пользуются палеозойские и мезозойские гранитоиды, близкие по составу, характерно однородное магнитное поле с положительными значениями. На фоне этого поля выделяются небольшие участки с резко дифференцированными магнитным полем, либо неомеридиальные локальные аномалии. Первые соответствуют выходам позднепротерозойских гранитов, содержащих многочисленных ксенолитов мималит-зирвановых мезократовых кристаллических сланцев и гнейсо-диоритов. Локальные магнитные аномалии интенсивности которых достигает до +1600 г/т, вызваны габбро-габбро-диоритами и диоритами палеозойского интрузивного комплекса. Характер магнитного поля подчеркивает северо-восточное простирание основных геологических структур в северо-западной части территории.

В юго-восточной части (правобережье р. Горбичи) магнитное поле отличается резко дифференцированным характером. Здесь получили широкое раз-

вите Диориты позднепротерозойского интрузивного комплекса и кристаллические сланцы верхнего протерозоя. Все эти образования прорваны плас-теобразными интрузивными лейкократовых позднепротерозойских гранитов. Разное различие магнитных свойств этих пород обусловило резкую дифференциацию магнитного поля. Магнитные аномалии вытянуты в субширотном направлении и совпадают с простиранием протерозойских структур района.

Сопоставление геофизических и геологических результатов позволяет выделить на территории листа два относительно опущенных блока (бассейн Р. Нерчи — Нерчинская депрессия) и северная часть Оловской депрессии — Букачичинская депрессия) и три приподнятых (правобережье Р. Нерчи, Нерчинско-Куэнский хребет и юго-восточная часть территории листа). Среди последних центральный блок является наиболее поднятым.

Остальных двух, он подвергнут глыбистости в его пределах позднепротерозойские небольшие ксенолитовая часть блока, в сво-ломам северо-западной части территории листа. Имещийся в настоящее время в соответствии с данными геологической и м.

Примечание

Формирование этого тия, охватывает верхний сланцы, гнейсы, мри-терозойского интрузивно относятся с некоторой думать, что в данный эта толщ геосинклинального чительной степени уничтож тате наложения процессов

Остатки древнейших сл участков распространения кристаллизационной сл литов, а также по элементных гранитов, устанавл складчатой структуры с не-востоку или к юго-западу.

Верхнепротерозойские образуют мелкие фрагменты под углами 40—45° на севере уменьшаются до 10—20°. На точисленные мелкие складки, восточного до юго-восточного.

В северо-западной части кристаллических сланцев и гни дах ориентированы также в се юго-востока.

В районе рудника Букача построенной аглинальной ск-ными — навесками — и кристаллической структуры, сильно ослков и более молодых разрыв к складчатой структуре являютс

Анализируя элементы залег можно заметить по отдельным ф

20—50°) синклинальную структуру I порядка, охватывающую почти всю территорию. На крыльях она осложнена мелкими складками, простирание которых совпадает с простиранием главной структуры и приближается к субширотному.

Западнее исследованной территории, в пределах планшета N-50-XX (Никольшин, 1959ф) вырисовывается также синклинальная структура I порядка, в ядре и на крыльях которой развиты складчатости и широтному.

Кланг
остип
з. ИИ
Т СИ

ТВЕ
ИИ
ЮТ
ЧТ
ЗИ
ед

ЗИ
КИ
АИ
ВИ
БИ
ДИ
ЕИ
ИИ
ОИ
ПИ
СИ

...редко мобидена. ...и возникают новые глубокие разломы, которые ...интенсивной вулканической деятельностью в наземных усл

вях. Вулканические породы представляли средними и кислыми разностями, относящимися к порфировой формации. Обычно они залегают на размытой поверхности грантоидов в виде мелких покровов, либо внедряются по ослабленным зонам в виде даек аналогичного состава.

Покровы вулканических пород известны в районе курорта Колтомоков на водоразделе рек Шахтама—Куэнта и по левобережью р. Куэнта, где они приурочены к узлам пересечения разломов. На водоразделах рек Куэнта—Улимикта и Агурская Байца—Наглекан широко развиты дайки этих пород. В верхнеюрское время по глубинным разломам северо-восточного, реже, северо-западного простирания происходит внедрение малях трещинных интрузий субвулканического, амуджиканского и нерчултанского комплексов, с которыми генетически связано редкометальное оруденение.

В средней и верхней юре, вслед за оживлянием разломов, происходит коренное преобразование рельефа. Вдоль разломов происходят интенсивные вертикальные (глыбовые) тектонические движения. В результате которых, были созданы глыбовые антиклинальные поднятия и грабен-синклинальные прогибы, фиксирующиеся в настоящее время в рельефе в виде хребтов и депрессий, ориентированных в северо-восточном направлении.

В прогибах (Депрессиях), по-видимому, с конца средней юры до конца нижнего мела происходит аккумуляция вулканического-осадочных, иногда угленосных образований, а в приподнятых блоках—интенсивная эрозия.

Осадочные образования этого периода были распространены гораздо шире, чем в настоящее время. Об этом можно судить по многочисленным сохранившимся реликтам древних депрессий в районе рудника Букачана, пос. Бухта, в верховьях р. Соколан, в среднем течении р. Мильгудун, в бассейнах рек Джукдун, Олов, Зольдзя и Нерча.

Наиболее изученной грабен-синклинальной структурой является Букачанская. Она представляет собой мультисимметричную асимметричную синклинальную складку с углами падения на северо-западном крыле 35—45°, на юго-восточном—до 12—22°. Синклиналь осложнена небольшими складками и разбита разломами с незначительной амплитудой смещения по ним. Наиболее значительный разлом, имеющий характер крупноподвинутого сброса, пересекает грабен-синклиналь под углом к ее простиранию. Аналогичное строение, по-видимому, имеет и Кыккоро-Акминская депрессия (Нерчинская). В Оловской синклинали (на изученной территории) базальтовые горизонты падают под углом 10—15° в сторону центра структуры.

Кайнозойский период развития района, так же как и мезозойский, характеризуется проявлением глыбовой тектоники. Кайнозойскими тектоническими движениями мезозойские депрессии разбиты на серию блоков, испытавших различные перемещения. На относительно более поднятых блоках мезозойские осадки были уничтожены эрозией (юго-западное продолжение Букачанской депрессии).

На всей площади района весьма широкое развитие получили дислоцированные нарушения, имеющие согласное с основными структурами северо-восточное простирание, но отмечаются и нарушения северо-западного простирания. Для южной части территории характерны (в древнем блоке) разломы субширотного простирания. Очень распространена трещиноватость горных пород.

По времени заложения разрывные нарушения разновозрастные, однако, выделяет большинство их в определенные этапы развития региона невозможна. Самым крупным нарушением района является ромбная зона разрывов, которую Г. Д. Паладка (1953) называет Ингода-Верхне-Амурской. Она хорошо прослеживается от верховьев р. Игин на Дарасунский рудный узел, Букачану, Арчикоиский голед и т. д., пересекая по диагонали всю территорию исследованного листа. Эта тектоническая зона формировалась, очевидно, в течение длительного времени и несколько раз подновлялась. Она отмечается линиями разрывов, вдоль которых установлены катклаиты и миллииты, расчленяющиеся порфиры и порфириты. Эта зона была использована для выделения юрских трещинных интрузий малой и средней величины, с которыми, вероятно, генетически связано молибденовое и золотое оруденение.

В пределах Дарасунского рудного узла под острым углом от Ингода-Верхне-Амурской зоны отходит Нерча-Олекминская зона (Главный Нерчинский разлом), которая ограничивает с северо-запада Кыккоро-Акминскую котловину. Это нарушение представлено серией субпараллельных сбросов северо-восточного простирания с крутыми углами падения сместителей на юго-восток. Главный Нерчинский разлом фиксируется мощной (до 1,5—2 км) зоной катаклаза и миллиитизации. Эти две зоны разломов хорошо подтверждаются и геофизическими данными.

Менее крупным по протяженности нарушением является Колтомоиский разлом, проходящий в северо-восточном направлении через всю территорию листа, от бассейна р. Колтомои на юге до бассейна р. Чанкия на севере. Разломом заправляются разновозрастные породы, в том числе и верхнеюрские гранит-порфиры (в верховьях Марехты).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В геоморфологическом отношении в пределах исследованной площади можно выделить:

1) эрозивно-тектонический рельеф, приуроченный к областям мезо-кайнозойских поднятий и 2) денудационно-тектонический рельеф, приуроченный к областям мезо-кайнозойских опусканий.

В первом комплексе, прослеживалось на участках относительно поднятых блоков (хр. Черского, Нерчинско-Куэнтский, Агитинско-Нижнекуэнтский), выделяются следующие типы рельефа: а) гольцовый, б) слаборасчлененный пологосклонный плосковершинный массивный, в) плосковершинный расчлененный, г) кругосклонный расчлененный, д) пологосклонный мелко-сочный.

Гольцовый рельеф распространен в центральной части Нерчинско-Куэнтского хребта, в верховьях рек Итокичи и Везымлиной. Максимальные высоты 1432 м, средние—1300 м. Отличительной чертой данного типа рельефа является плоский или слабоклонный характер поверхности, часто покрытой каменными россыпями. В верхних частях склонов встречаются нагорные соли-флюкционные террасы.

Слаборасчлененный пологосклонный плосковершинный массивный рельеф приурочен к юго-западной и северо-восточной частям Нерчинско-Куэнтского хребта. Высотные отметки редко превышают 1200 м. Вершины характеризуются глыбными мягкими очертаниями и относительно превышения колеблется в пределах 100—150 м. Склоны вышеназванного хребта имеют выпуклую форму. Скальные выходы отмечаются только на водоразделах. Поперечные профили долин в верховьях иногда имеют U-образную форму, ниже они сменяются незначительно яшикообразными, реже корытообразными. В результате интенсивной репрессивной эрозии образовались долины перехвата, характерные для рек Красенянка, Кулиндики, Топака. Интенсивность проявления описываемого нарушения в разных его частях неодинакова. В верховьях р. Тоонкок, например, на значительном протяжении он фиксируется зоной миллионной катаклизмитической мощностью до 1,5 км, а в верховьях рек Марехта и Чанкия—наличием порфиридов. В верховьях р. Горбичанской зоны катаклаза этого нарушения имеют мощность около 150—200 м. Разлом на значительном протяжении исползуется руслами рек Багадай, Ниж. Расошина, Колтомои и др. Падение сместителя невыдержанное, крутизна его составляет 70—85°, а направление то юго-восточное, то северо-западное.

Упомянутые выше разрывные нарушения северо-западного (310—320°) простирания полизуются меньшим распространением, чем северо-восточные и представляются собой секущие сбросы с углами падения сместителей 55—70° (среднее течение р. Горбичи). Как северо-восточные, так и северо-западные разрывные нарушения часто сопровождаются разломами, отходящими от основных под острым углом. Они характеризуются небольшой протяженностью (2—3 км) и незначительной мощностью, причем северо-восточные трещины достигают мощности 15 м, а юго-восточные—не более 5—6 м.

Нередко к оперяющим нарушениям приурочены рудопроявления флюорита (Кулиндинское рудопроявление).

Тектонические нарушения в породах неогенового и древнечетвертичного возраста на территории района работ не отмечены, однако наличие переломов продолжных профилей современной речной сети говорит об их наличии.

Плосковершинный расчлененный рельеф развит в обрамлении Букачинской, Нерчинской и Эользинской впадин. Относительные превышения рельефа редко превосходят 250—300 м. Стенообразные уступы, узкие гребни, тянущиеся параллельно долинам, создают характерный облик данного рельефа. Долины рек, как правило, симметричные, эллипсо- и У-образные в поперечном сечении. Местами развиты невысокие (6—8 м) аккумулятивные террасы.

Кругосклонный расчлененный рельеф приурочен к краевым частям Нерчинско-Куэнгского хребта. Рассматриваемый рельеф отличается интенсивной расчлененностью, резко выделяясь на топографической карте массивностью, крутыми склонами и господством горнозонального. Многочисленные скальные останцы высотой 10—15 м, скальные грядки на склонах, гребни, площадные россыпи и каменные реки, симметричные, эллипсо- и У-образные в поперечном сечении и эллипсообразные профили речных долин создают характерные очертания поверхности. По долинам рек отменяются две надпойменные террасы: первая, как правило, аккумулятивная, возвышается над поймой на 1,5—2 м; вторая — скульптурная и пологая, высотой 6—8 м.

Полоосклонный межосложный рельеф приурочен к склонам главного хребта. Образовался в результате значительного опускания и затем медленного поднятия, сопровождавшегося дегазным плоскостным смывом и слабым глубинным эродированием. Этот рельеф развит в пределах Антинско-Нижнекуэнгского блока. Характерной чертой описываемого рельефа является слаженные водоразделы, часто терпящие свои очертания. В последнем случае водоразделы переходят в отдельные холмы горно-останцового рельефа. Абсолютные отметки колеблются в пределах 800—1000 м. Долины рек характеризуются корыто- и эллипсообразными поперечными профилями. Продолжные профили имеют очень слабый уклон. Долины рек широкие, террасированные. В отдельных участках выделено до трех надпойменных террас (реки Куэнга, Дукдун). Пойма широкая, часто заболоченная.

Участки денудационно-тектонического рельефа в просторанстве разобраны. Описываемый рельеф развит на крайнем северо-западе (Кыкоро-Акиминская депрессия) исследованной территории, а также в относительно опущенном Оловско-Букачинском блоке (Букачинская, Оловская, Дукдунская депрессии). Простирание описываемых впадин северо-восточное или субширотное (Дукдунская депрессия). Границы впадин часто тектонические. Площадь развития описываемого рельефа представляет обычно весьма пологую поверхность, местами всхолмленную, прорезанную довольно широкими долинами рек. Абсолютные отметки на описываемой территории колеблются от 600 до 700 м; относительные превышения порядка 50 м и лишь в единичных случаях достигают 200 м. Долины рек террасированы и имеют обычно две аккумулятивные террасы. В долине р. Букачины местами выделена третья терраса скульптурного происхождения. Пять террас отчетливо отбояются в долине р. Нерчи, из которых I и II надпойменные террасы аккумулятивные, III пологая, а IV — скульптурного происхождения. Процессы эрозии в настоящее время во впадинах играют незначительную роль. Здесь преобладают главным образом аккумуляция аллювиальных отложений протекающих через них рек и продолжительных отложений (конусы выноса из бортовых распадков).

Отдельные крупные пониженные участки (депрессии) сохранились с мезозойского времени и впоследствии (в четвертичное время) использовались гидросетью для построения своих долин. Формирование современного рельефа происходило в основном в три этапа, в пределах исследованной площади можно проследить с конца третичного — начала четвертичного времени.

Первый, древний этап (нижнечетвертичное время) — заложение основ и развитие пларового района.

Второй этап развития рельефа, охватывающий средне-верхнечетвертичное время, характеризуется понижением базиса эрозии, начавшемся в последние

четвертичное время. Общее поднятие хребта Черского, на фоне которого фиксируются дифференцированные подвижки отдельных блоков, послужило причиной частичной перестройки речной сети района. Более быстрое поднятие правого борта р. Нерчи привело к тому, что р. Нерча ниже устья р. Ульдурги (лист №50-XXVI) покинула свою прежнюю долину и проложила новую через Нерчинско-Куэнгский хребет. Это подтверждается полным отсутствием на этом участке террасовых отложений неоген-нижнечетвертичного возраста, широко развитых выше устья р. Ульдурги, а также наличием долин, прорыва близ устья р. Колтоной — левого притока р. Нерчи.

Третий этап — продолжающееся понижение базиса эрозии и формирование современных форм рельефа. Поднятие Нерчинско-Куэнгского хребта привело к образованию У-образных долин в верховьях рек. Наличие низких террас (поймы, I надпойменная), многочисленные перепады говорят о новом понижении базиса эрозии. Следовательно, изученный район и в настоящее время испытывает поднятие.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

По металлогеническим схемам С. С. Смирнова и Г. Д. Палажки площадь листа входит в пределы золотого-молибденового металлогенического пояса, на территории которого локализуются рудные узлы и рудопроявления молибдена и золота, связанные с интрузивными юрского возраста. В последние годы этот пояс приобретает перспективность на редкие металлы и флюорит.

В изученном районе рудопроявления молибдена и флюорита приурочены к разрывным структурам и локализуются в основном в пределах региональной зоны смитита, проходящей в северо-восточном направлении через весь лист и характеризующейся многочисленными штоками и дайками средне-позднеюрских магматических образований.

В настоящее время на территории листа известно одно месторождение угля, два — строктегельных материалов, 47 рудопроявлений молибдена, флюорита, свинца, железа, серебра, 14 ореолов рассеяния различных элементов, два непромысленных месторождения мусковита и два минеральных источника.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь

Единственное на территории листа Букачинское месторождение угля (№ 51) приурочено к контагентально-осадочным отложениям юрско-мелового возраста, вытолпшим Букачинскую депрессию. Месторождение представлено 12-ю угольными пластами мощностью от 0,6 до 7,0 м, залегающими в муглаобразной складке северо-восточного простирания, юго-восточное крыло которой сложено угленосными, а северо-западное — грубообломочными неугленосными отложениями. Уголь марки «Г». Запасы месторождения по состоянию на 1. I. 1962 г. составляют по категориям А+В+С₁ 43 597 тыс. т. Месторождение эксплуатируется двумя шахтами.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

Выявленные на территории листа три рудопроявления магнетита (№№ 12, 19, 39), находящиеся в поле развития палеозойских гранитоидов и представляющие маломощными кварцевыми жилами с гнездовой вкрапленностью магнетита, практического значения не имеют. Перспективы района на железноотрицательны.

Цветные металлы

Медь

На территории листа известно три ореола рассеяния меди, выявленных металлогрипческим опробованием: Бухтинский (№ 58), Тукайинский (№ 65) и Анамжарский (№ 61). Все они пространственно приурочены к телу раннеозойских гранитоидов 2-й фазы амананского интрузивного комплекса и частично совпадают с ореолом рассеяния молибдена. Появление меди можно объяснить разурением халькопирита из кварц-молибденовых жил. Содержание меди в ореолах рассеяния обычно 0,05—0,1% и лишь в Бухтинском ореоле достигает 0,2—0,3%. Перспективы района на медь отрицательны.

Свинец

Известные в настоящее время на территории листа ореолы рассеяния свинца (№№ 14, 23, 38, 45) и Верхнерассошское рудопроявление (№ 40) незначительны по своим размерам и интересны лишь с минералогической точки зрения; знаки галенита отмечаются во всех протоложках, отобранных из лейкокраповых гранитов триасового возраста. Перспективы отрицательны.

Благородные металлы

Золото

Коренных проявлений золота на территории листа неизвестно. Опробование всех выявленных в процессе работ кварцевых жил положительными результатами не дало. Единичные знаки золота отмечены в шлихах по рекам Анте, Горбине, Куэнге. Перспективы района на золото отрицательны.

Серебро

Наглеканское рудопроявление серебра (№ 66) обнаружено по данным пробирного анализа тектонической глины из зоны нарушения северо-восточного направления в биогитовых гнейсо-гранитах позднереозойского возраста. Содержание серебра 254 г/т. Мощность центральной части зоны нарушения, представляющей тектонической глиной, не превышает 30 см. Периферические части зоны (катаклазиты) не опробовались. По пространно зона не прослежена. На рудопроявление необходимо провести оценочные работы.

Редкие металлы

Олово

Единичные знаки касцитерита обнаружены в нескольких шлихах по рекам Шамтелке и Безымяной; знаки этого же минерала присутствуют в протоложках, отобранных из гранитоидов амананского комплекса. Перспективы района на олово считаются автотормами отрицательными.

Молибден

На территории листа известно 22 рудопроявления и 7 ореолов рассеяния молибдена. Все они пространственно приурочены к выходам штоков и даек юрских гранитов, праносиенит- и сиенит-порфиров, с которыми они, вероятно, связаны и генетически. Среди молибденовых рудопроявлений выделяются две, несколько отличных по характеру руд, группы: а) кварц-молибденитовые жилы и прожилки в различных интрузивных образованиях, б) молибденоносные зоны окварцевания и грейзенизации в гранитоидах.

К первой группе относятся большинство известных в районе проявлений молибдена: III Верхнебайцеканское (№ 4), Икшинское (№ 47), группа Кол-томолеских рудопроявлений (№ 43, 44), Среднемаркестинское (№ 7) и др. Мелкощупчатый молибденит приурочен к кварцевым жилам и прожилкам, протяженность и мощность которых незначительна. Они обычно быстро вы-

линиваются и имеют максимальную протяженность 50—150 м, средняя их длина 10—20 м; содержание молибдена редко превышает тысячные доли процента. Жилы обычно приурочены к тектоническим трещинам в палеозойских и триасовых гранитоидах. Околожилные изменения у большинства жил выражены слабо. Самыми распространенными процессами являются серпигитизация и каолинизация полевых шпатов и хлоритизация цветных минералов. Мощность зон серпигитизации колеблется в пределах 0,5—1,0 м. Иногда околожилные изменения выражаются в грейзенизации гранитов (III Верхнебайцеканское рудопроявление). Практического значения рудопроявления этой группы не имеют.

В качестве примера рудопроявлений этой группы приведем описание III Верхнебайцеканского рудопроявления молибдена, которое приурочено к эндоконтактовой кварц-лейкокраповой с биогитом гранитов раннеозойского возраста с палеозойскими гранодиоритами. Рудопроявление представлено кварцевой жилой максимальной мощностью 0,5 м, асимпт пространяет ее СЗ 305—350°, угол падения (на северо-восток) 35—60°. По пространно жила прослежена на 100 м до выклинивания. В кварце встречается спорадическая мелкая вкрапленность молибденита, пирита и халькопирита. Молибденит присутствует в виде единичных мелких чешуек, либо в виде небольших гнезд и струек (3—5 мд). Содержание молибдена (по данным спектрального анализа борозловых проб) не превышает 0,08%. Наряду с молибденом, в пробах присутствуют в незначительном количестве (0,001—0,003%) свинец, висмут, бериллий, медь, хром, ванадий, цирконий, скандий и титан. Околожилные изменения вмещающих пород заключаются в грейзенизации, окварцевании и каолинизации гранитов. Мощность зоны изменения не превышает 20 см.

Ко второй группе относятся незначительное количество рудопроявлений: Желендкенское (№ 36), Букаччинское (№ 35), Топкинское (№ 6), Девобе-режное (№ 50) и Нижнебухтинское (№ 60). Некоторые из них из-за незначительных содержаний молибдена никакого практического значения не имеют, другие же на наш взгляд являются объектами для более детальных работ.

Наиболее крупное из них — Нижнебухтинское — представлено несколькими зонами окварцевания в гранодиоритах 2-й фазы амананского интрузивного комплекса. Простирание зон преимущественно северо-западное, мощность от нескольких до 40—50 м. Молибденит мелко- и среднечешуйчатый, реже дисперсный, присутствует в кварцевых жилах и прожилках в виде вкрапленности, или в виде самостоятельных прожилков. Содержание молибдена 0,05—0,8%. Одна из зон, мощностью 28 м, скрытая магистральной канавой, по пространно прослежена в северо-западном направлении (310—350°) на 250—300 м; падение ее на северо-восток под углом 50—80°. Зона представлена катаклазироваанными гидротермально измененными окварцованными гранитоидами раннеозойского возраста. Молибденовая минерализация (тонкодисперсный молибденит) приурочена к субпараллельным, реже, пересекающимся прожилкам снежато-серого кварца. Иногда молибденит образует самостоятельные магомощные (2—3 мд) прожилки. Мелкощупчатая вкрапленность молибденита наблюдается и в гранитах. Очень часто по молибденит-у развивается молибденит. Из других рудных минералов в кварце присутствуют пирит, халькопирит, гематит.

Содержание молибдена, по данным химического анализа борозловых проб, от 0,003 до 0,47% 20% проанализированных проб содержат молибден в количестве 0,28—0,47%. Кроме того, по результатам спектрального анализа установлено присутствие в пробах свинца (до 0,2%), золота (до 0,1 г/т), серебра (от 0,2 до 56,7 г/т).

Ртуть

Единичные знаки киновари отмечены в шлиховых пробах из рек Горбины, Зользизана, Горбичикана, Куэнги, Марехты. Знаки киновари обнаружены в протоложках, отобранных из шлопных гранитов позднереозойского возраста (Колтомолеской массив). Перспективы района на ртуть отрицательны.

Химическое сырье

Флюорит

Все рудопроявления плавикового шпата связаны либо с жилами низко-температурного халькопородного кварца, либо с кварцевыми брекчиями и, реже, с катаклазитами. Абсолютное большинство рудопроявлений: Среднема-рехтинское (№ 8), Верхнесоколанское (№ 22), Дологдинское (№ 25), Верх-нежеланденское (№ 32) и другие из-за малых содержаний флюорита не имеют практического значения. Они представляли собой выработанные флюорита в катаклазитах или маломощными жилами и прожилками (никогда серией жил — Семафорное рудопроявление, № 54) халькопородного кварца с флюоритом. Мощность жил обычно не превышает 0,5—1,0 м, а длина — 100—150 м. Плавик в жилах содержится в виде мелкокристаллической фрак-ленности, реже, в виде мелких (3×3 см) гнезд и маломощных прожилков. Содержания флюорита в таких рудопроявлениях ничтожно и редко превышает 1—5%.

Наиболее крупные из известных рудопроявлений — Кулиндинское и Бука-чаинское. Первое находится на водоразделе рек Кулинды и Берен (левые притоки р. Нерчи) в 35 км от с. Кыкер. Рудопроявление представляло зоной рудоносный кварц-флюоритовой брекчи, выполняющей оперяющую трещину регионального (северо-восточного простирания) разлома. Зона брекчирова-ния находится в палеозойских гранитах и простежена, по простиранию на 2,5 км; ее мощность колеблется от 3—5 до 10—12 м. Флюоритовая минерали-зация распределена неравномерно, крупнокристаллических разностей флюо-рита не обнаружено, преобладают мелкокристаллический и дисперсный. Содержание плавикового шпата невелико и не превышает 14—15% (по дан-ным химического анализа). В связи с этим рудопроявление практической ценности не представляет.

Букачаинское флюоритовое проявление находится непосредственно вблизи шахтерского поселка Букачани, и обнаружено по деформированным об-ломкам кварц-флюоритовой брекчи, которые прослеживаются в северо-во-сточном направлении в виде широкой полосы на поверхности депрессии на протяжении 2,5 км. На восточной окраине депрессии зоны брекчирования и окварцевания (с флюоритовой минерализацией) прослеживаются в палеозой-ских гранитах (Семафорное рудопроявление). Обнаруженные на поверхности депрессии глыбы и обломки кварц-флюоритовой брекчи имеют максимальный размер до 60 см в поперечнике. Текстура руды брекчиевая и, реже, кокардо-вая. Цементирующим веществом является низкотемпературный кварц, а угле-ватые включения представляют крупно- и среднекристаллическим флюоритом с примесью цветной флюидовой окраской и изредка обломками осадочных пород юрско-мелового возраста. Обломки флюорита послужили центрами кри-сталлизации для кварца который часто образует радиально-лучистые агре-гаты. Содержание флюорита в брекчи достигает 25—30%.

Рудопроявление интересно тем, что тип промышленных месторождений плавика в осадочных мезозойских породах в Забайкалье до сих пор неиз-вестен. На рудопроявлении необходимо провести оценочные работы.

Слюда — мусковит

Известные на территории листа непромышленные месторождения слюды-мусковита (Анамжакское — № 67 и Больше Канки — № 68) весьма незна-чительны по своим размерам. Представлены они пегматитовыми жилами мощ-ностью до 1,5 м, залегающими в гнейсах и гнейсовидных гранитах верхнепро-терозойского возраста. В пегматитах содержится немногоочистенные пластины мусковита с максимальными размерами 4 см².

Месторождение известняков (№ 53), пригодных для производства це-мента марки «500» находится в долине Иенда в 5 км к востоку от рудника Букача. Месторождение приурочено к выходу известняков позднепротеро-зойского возраста, сохранявшихся в опущенном тектоническом блоке разме-ром 3×5 км. Запасы известняков, пригодных для порцеландцементного произ-водства, составляют 28,5 млн. т по категории С₁. На месторождении работает известковый завод.

Строительный песок

Бухтинское песчано-гравийное месторождение (№ 57) находится в 2-х км к север-северо-востоку от поселка одноименного названия. Представлено ме-сторождение залежь гравелистых песков и гравия с примесью гальки. Сырье месторождения пригодно для производства стено-блоков марки «35» и «50». Разведанные запасы составляют 185,4 тыс. м³, в том числе по категории А₂ — 118 тыс. м³ и В — 39,8 тыс. м³. Месторождение не разрабатывается.

Из других строительных материалов надо отметить шугольные граниты, развитые в бассейне р. Колтомои, которые могут употребляться в качестве облицовочного материала, так как обладают приятными (сиреневыми, ма-линовыми) тонами окраски.

Перлиты

В разрезе верхнеюрско-нижнемеловых эффузивно-туфогенных образований по левобережью р. Нерчи (в 6 км к северо-востоку от устья р. Кулинды) обнаружено пластобразное тело перлитовой лавы мощностью 5—6 м. Лава представляет собой темно-зеленую массивную породу со стеклянными, местами матовым блеском. При изучении под микроскопом выяснилось, что лава имеет выродившуюся структуру и перлитовую текстуру. Основная масса пред-ставлена светло-бурыми с зеленоватым оттенком стеклом, раскристаллизован-ным, местами с образованием волокнистого хлорита. В связи с тем, что химический анализом и технологическими испытаниями данной породы не провя-дилось, а порода определена как перлит только по петрографическим данным, практическая ценность ее неясна. При дальнейших исследованиях в бассейне р. Нерчи на поиски месторождений перлита необходимо обратить особое внимание.

Минеральные источники

Источник Колтомокон (№ 63) расположен в верховьях долины Колтомокон, в 6 км к западу от с. Зольянка. Выход его приурочен к тектоническому нарушению на контакте среднеюрских эффузивов и поздне-протерозойских гнейсовидных гранодиоритов. Место выхода расположено ближе к правую склону долины, сильно заболочено. Источник восходящего типа, рассеянный с суммарным дебитом до 10 л/сек. Вода холодная, углекислая, радиоактив-ная, пресная, гидрокарбонатно-кальциевая. Содержание урана 10—25×10⁻⁴. Химический состав:



Источник используеться как «дикий» курорт местным населением.

Источник Шивия (№ 62) расположен в долине Шивия на левом берегу р. Нерчи в живописной горно-таежной местности. Источник не каптирован. Его выход приурочен к гранодиоритам раннемезозойского возраста. Источник нехолодный, сосредоточенный, с дебитом 0,1 л/сек. Вода холодная (темпера-тура +1°С) слабоуглекислая, радиоактивная, слабосолеватая. Гидрокарбо-натная магниево-кальциевая. Содержание урана 10—25×10⁻⁴. Химический состав:

Используется местным населением как «дикий» курорт.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА

Анализируя весь имеющийся фактический материал по подземным ископаемым ледя и их пространственной связи с различными комплексами пород, можно сделать следующие выводы.

Наиболее перспективными полезными ископаемыми для территории ледя являются молибденит и флюорит. Геологическая обстановка для поисков молибдена наиболее благоприятна в центральной и северо-восточной частях ледя, где сконцентрировано большинство рудопроизводительных молибдена. Последние приурочены к региональной зоне дробления и катаклаза, проходящей по диагонали через весь лед в северо-восточном направлении, и к многочисленным оперяющимся зонам брекчирований, окварлевания и фрей-земизации. Зона сматия контролируется большим количеством мелких штоков и даек пород юрского возраста, с которыми генетически связывается молибденовое оруденение. Тела юрских магматических образований приурочены в основном к осевой части Нерчинско-Куэнгского хребта и распространены в полосе шириной 20—25 км. Эта часть ледя, географически занимающая бассейны верховьев рек Куэнги, Горбины, Шамтелки, Марехты, Желенденка, рекомендуется авторами для постановки поисков масштаба 1:50 000. Наиболее перспективными, требующими дальнейшей ревизии, молибденовыми рудопроизводительными на этой площади являются Нижнебухтинское, Букачинское, Желенденское и оросл рассеяния молибдена в верховьях р. Шамтелки.

Для поисков флюорита перспективными считаются: региональная зона сматия, перспективная на молибден, и обрамления известняк на территории ледя депрессий, особенно Букачинской, где интересно одноименное проявление плавка в мезозойских континентальных образованиях.

Район перспективен на строительные материалы. Здесь, кроме галечников и песков по долинам крупных рек, а также практически неисчерпаемых запасов гранитов, могут быть обнаружены месторождения перлитов (бассейн р. Нерчи). В свете новых представлений на металлогению Забайкалья район приобретает интерес на поиски месторождений тантала и ниобия, которые необходимо искать в местах наибольшего распространения альбитизированных лейкократовых гранитов раннемезозойского возраста (верховья р. Куэнги). Остальные минералы и руды встречаются спорадически и какой-либо закономерности в своем распространении не обнаруживают; возможность их обнаружения в промышленных концентрациях практически ничтожна.

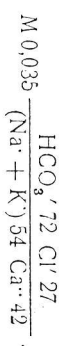
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По условиям залегания, распространения и питания на территории ледя выделяются: 1) порово-пластовые воды —рыхлых четвертичных отложений, 2) порово-пластово-трещинные воды мезозойских эффузивно-осадочных образований, 3) трещинные воды магматических и метаморфических пород. По отношению к многолетней криолитозоне, мощность которой определяется в 80—100 м, воды подразделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

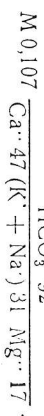
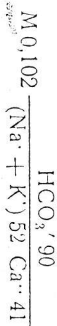
Ледяно-поровые воды четвертичных отложений пользуются наиболее широким распространением на территории ледя. Из них чаще всего встречаются надмерзлотные воды элювиальных, делювиальных и аллювиальных отложений; водоупором для них служит вечная мерзлота.

Появление этих вод приурочено к периоду оттаивания деятельного слоя; залегают они неглубоко от поверхности; глубина их залегания ограничивается мощностью деятельного слоя, которая колеблется в пределах 2,5—3,5 м. Источником питания вод являются преимущественно атмосферные осадки. Дебит источников незначителен — 0,4—0,6 л/сек. Воды пресные, величина

минерализации колеблется от 0,32 до 0,169 г/л. Воды с минимальной величиной минерализации, по химическому составу относятся к классу хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевых:



С увеличением величины минерализации до 0,1 г/л и больше солевой состав вод становится преимущественно гидрокарбонатно-кальциево-натриевым или гидрокарбонатно-магниево-натриево-кальциевым:



Выходы на поверхность меж- и подмерзлотных вод маскируются в летнее время обширными марями. Небходимых для их характеристики сведений в процессе проведения съемки не было получено. Вследствие неглубокого залегания от поверхности земли воды четвертичных отложений функционируют только летом, а зимой перемерзают, в связи с чем их практическое значение невелико.

Порово-пластово-трещинные воды мезозойских эффузивно-осадочных пород широко распространены среди отложений Букачинской, Кырво-Акминской и Оловской депрессий. Вертикальные горизонты вскрывались скважинами в районе села Зользякан и при прохождении капитальных шахт рудника Букачина в конгломератах и песчанниках на глубинах от 40 до 100 м. Воды натриевые, дебит их по скважинам достигает 1—2 л/сек. Источником питания служат атмосферные осадки и трещинные воды бортов депрессий.

Химический состав вод гидрокарбонатно-натриевый или гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевый, с величиной минерализации до 0,3—0,5 г/л. В ряде мест они используются для питьевых и хозяйственных целей. Промышленное использование их ограничено из-за значительных содержаниях свободного натрия и НСО₃⁻, которые при больших давлениях разлагают арматуру (Титов, 1937ф).

Трещинные воды магматических и метаморфических пород широко распространены в разновозрастных гранитоидах, мраморизованных известняках и других метаморфических образованиях. Вертикальность последних связана с наличием трещин отдаленности, а также с зонами разрывных нарушений. Многочисленные источники этих вод зафиксированы на склонах долины рек Нерчи, Колгомова, Шахтаны, Куэнги. Источники, как правило, восходящего типа, вода в них чистая, холодная, дебит 1—6 л/сек. По химическому составу воды, связанные с гранитными массивами и метаморфическими породами, несколько отличны: первые имеют в основном гидрокарбонатно-натриево-кальциевый состав, вторые — преимущественно гидрокарбонатно-кальциево-натриевый. По своему составу воды обеих групп вполне пригодны для промышленного и хозяйственных целей (Титов, 1937ф), однако, из-за незначительного дебита источников их применение ограничено.

С тектоническими нарушениями иногда связаны выходы высоконапорных минеральных вод (источник Колгомокон). Характеристика источников приведена в главе «Подземные ископаемые». Их воды могут использоваться для бальнеологических целей.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. ВСГУ, вып. 32, 1949.
Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовского ун-та, 1956.

Мартинсон Г. Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья. Тр. АН СССР, т. 105, № 2, 1935.

Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллоски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Изд-во АН СССР, 1961.

Падалка Г. Л. О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья. Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Сб. статей. Госгеолтехиздат, 1953.

Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Восточно-Сибирского филиала АН СССР, серия геол. вып. 1, 1954.

Фондова я

Брумфель Н. А. Геологический отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных на Букаччинском каменноугольном месторождении в 1946—1947 гг. Фонды ЧГУ, 1947 г., № 167.

Гладышева Н. В. Геологический отчет по доразведке поля шахты № 4 Букаччинского КУ месторождения с подсчетом запасов по состоянию на 1.9.51 г. Фонды ЧГУ, 1952 г., № 2753.

Голошук П. М., Кургузкин А. Ф. Геологическое строение северо-восточной части листа N-50-XXVII. Фонды ЧГУ, 1959 г., № 9094.

Гулин В. А. и др. Геологическое строение бассейнов рек Белого Урюма и Агиты. Фонды ЧГУ, 1957 г., № 8197.

Жерехов В. И. Отчет о геологических исследованиях на Букаччинском каменноугольном месторождении и в Восточном Забайкалье в 1937 г. Фонды ЧГУ, 1937 г., № 205.

Кандинский А. А. Геологический отчет и подсчет запасов закадочных материалов солики Кулешской Букаччинского каменноугольного месторождения по состоянию на 1.1.1956 г. Фонды ЧГУ, 1956 г., № 1663.

Куликов Ю. А. Геологическое строение среднего течения р. Нерчи и верховья р. Куэнги. Фонды ЧГУ, 1946 г., № 1089.

Кургузкин А. Ф., Голошук П. М. Геологическое строение центральной и восточной частей листа N-50-XXVII. Фонды ЧГУ, 1960 г., № 9402.

Кургузкин А. Ф., Голошук П. М. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-50-XXVII. Фонды ЧГУ, 1961 г., № 9807.

Немологова Т. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах на Иондинском месторождении известняков и Уланском месторождении глинистых сланцев, проведенных в 1948—1950 гг. Фонды ЧГУ, 1950 г., № 2676.

Никольшин М. И., Сачунов Н. В. Геологическое строение листа N-50-XXVI. Фонды ЧГУ, 1959 г., № 9131.

Осадчий П. И. Отчет Олинской гидрогеологической партии о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в бассейне нижнего течения р. Нерчи в 1956 г. Фонды ЧГУ, 1957 г., № 8163.

Оттен Ф. Ф. Геолого-экономический очерк по основным угольным местам листа N-50-XXVII. Фонды ЧГУ, 1958 г., № 8534.

Панов П. П., Панова Г. А. Геологическое строение северо-западной части листа N-50-XXVII. Фонды ЧГУ, 1958 г., № 8534.

Педан И. С. Сводный отчет по Букаччинскому каменноугольному месторождению. Фонды ЧГУ, 1943 г., № 8566.

Пекарин П. В., Ищенко Л. Е. Геологическое строение среднего течения р. Нерчи и верхнего течения р. Куэнги. Фонды ЧГУ, 1948 г., № 1209.

Седова М. А. Промежуточный отчет по теме: «Изучение микроспор на мезозойских, палеозойских и более древних отложениях Дальнего Востока и выяснение их стратиграфического значения». Фонды ЧГУ, 1958 г., № 8700.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Фонды ЧГУ, 1942 г., № 2057.

Сороченко В. И. Промежуточный отчет о результатах работ Вознесенской поисково-съемочной партии, проведенных в бассейне среднего течения р. Кручины в 1960 г. Фонды ЧГУ, 1961 г., № 9766.

Стрелов А. М. Отчет по работам, проведенным Торлинской партией в 1959 г. на листе N-50-XXIII. Фонды ЧГУ, 1960 г., № 9487.

Гитов Н. А. Результаты гидрогеологических исследований в районе Букаччинского каменноугольного месторождения в 1936 г. Фонды ЧГУ, 1937 г., № 2894.

Пой Р. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Урульги (Отчет о результатах геолого-съемочных работ Байцинской партии за 1960 г.). Фонды ЧГУ, 1961 г., № 9725.

Чередниченко В. П., Гулин В. А. Отчет о результатах полевых картографических работ Зигловской партии по южной части листа N-50-XXVIII за 1957 г. Фонды ЧГУ, 1958 г., № 8526.

Шульдинер В. И. и др. Промежуточный отчет Кропоткинской партии о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 в среднем течении р. Неругтан (лист N-50-92). Фонды ЧГУ, 1956 г., № 7658.

Шульдинер В. И., Артамонова Н. А. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части N-50-92. Фонды ЧГУ, 1957 г., № 8185.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
1	Гладышев Н. С.	Геологический отчет с расчетом запасов поля шахты «Вертикальная» по состоянию на 1/1—1951 г. и действующих шахт № 1, 2, 3 по состоянию на 1/1—1950 г. Букачагинского каменноугольного месторождения	1952	Фонды ЦГУ, № 2679
2	Голошук П. М., Кургузкин А. Ф.	Геологическое строение северо-восточной части листа N-50-XXVII	1959	Фонды ЦГУ, № 9094
3	Димитров Г. В.	Отчет Зеленоозерской партии о геологической съемке с поисками мазштаба 1:200 000 в низовьях р. Неруган за 1954 г.	1955	Фонды ЦГУ, № 7281
4	Иванов А. П.	Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных на центральном участке Индлинского (Букачагинского) месторождения известняков	1953	Фонды ЦГУ, № 6633
5	Куликов Ю. А.	Геологическое строение среднего течения р. Нерчи и верховьев р. Куэнги (Отчет г/с партии № 3 Витимо-Олекминской экспедиции, м-б 1:1 000 000 за 1946 г.)	1947	Фонды ЦГУ, № 1029
6	Кургузкин А. Ф., Голошук П. М.	Геологическое строение центральной и восточной частей листа N-50-XXVII	1930	Фонды ЦГУ, № 9402
7	Кургузкин А. Ф., Голошук П. М.	Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-50-XXVII (Букачага) (Окончательный отчет Букачагинской геологосъемочной партии за 1957—1960 гг.)	1961	Фонды ЦГУ, № 9807

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
8	Маринич И. В.	Отчет о детальной разведке Бухтинского песчано-гравийного месторождения	1957	Фонды ЦГУ, № 8107
9	Немогатова Г. Ф., Казакова С. Ф.	Отчет о поисково-разведочных работах на Индлинском месторождении известняков, проведенных в 1948—1950 гг.	1950	Фонды ЦГУ, № 2676
10	Осадчий П. И., Портнов А. Г. и др.	Отчет Олинской гидрогеологической партии о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки м-ба 1:200 000 в бассейне нижнего течения р. Нерчи	1957	Фонды ЦГУ, № 8163
11	Панов П. П., Панова Г. А.	Геологическое строение северо-западной части листа N-50-XXVII	1958	Фонды ЦГУ, № 8534
12	Пекарня П. М. и др.	Геологическое строение среднего течения р. Нерчи и верхнего течения р. Куэнги (Отчет Нерча-Урюмской геологосъемочной партии за 1947 год)	1948	Фонды ЦГУ, № 1209
13	Смирнов Н. С.	Отчет о предварительных геологических исследованиях влодь проектируемой ж.-д. ветки от ст. Пашенной Заб. ж. д. до Букачагинского месторождения		Фонды ЦГУ, № 3276

**СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XXVII
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000**

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (см. прилож. 1)
------------	------------------------	--	------------------------	---	---

Горючие ископаемые

51	III-4	<i>Каменный уголь</i> Букачагинское	Эксплуатируется	К	1
----	-------	--	-----------------	---	---

Строительные материалы

<i>Известняки</i>					
53	III-4	Иендинское	Эксплуатируется	К	4,9
<i>Песок строительный</i>					
57	III-4	Бухгинское	Не эксплуатируется	К	8

**СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XXVII
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000**

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
------------	------------------------	--	------------------------	---	---

Неметаллические ископаемые

<i>Слюда-мусковит</i>					
67	IV-4	Анамжакское	Не эксплуатируется	К	13
68	IV-4	Большие Кайки	Не эксплуатируется	К	13

ПРИЛОЖЕНИЕ 4
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XXVII
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

Металлические ископаемые

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (см. прилож. 1)
12	II-1	<i>Черные металлы</i> Магнетитовые руды	Глыбы кварца с магнетитом среди палеозойских гранитов	11
19	II-2	Кулиндинское	Глыбы кварца с магнетитом среди палеозойских гранитов	11
39	III-1	Леворассошинское	Кварц с магнетитом	11
58	III-4	<i>Цветные металлы</i> Медь	Спектротометрический ореол рассеяния площадью 25 км ² . Содержание меди до 0,2—0,3%	2
61	III-4	Анамжакский	Спектротометрический ореол рассеяния площадью 8 км ² . Содержание меди 0,05—0,1%	2
65	IV-4	Тукайнинский	Спектротометрический ореол рассеяния площадью 8 км ² . Содержание меди 0,05—0,1%	2
14	II-1	Свинец Верхнеберенский	Спектротометрический ореол рассеяния площадью 8 км ² . Содержание свинца 0,02—0,07%	11
23	II-2	Верхнекуэнгский	Спектротометрический ореол рассеяния площадью 25 км ² . Содержание свинца 0,02—0,07%	11

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (см. прилож. 1)
38	III-1	Рассошинский	Спектротометрический ореол рассеяния площадью 40 км ² . Содержание свинца 0,02—0,07%	11
40	III-1	Верхнерассошинское	Кварцевая жила с галенитом; мощность жилы 0,4—0,5 м. Содержание свинца неизвестно	12
45	III-2	Горбинский	Спектротометрический ореол рассеяния, площадью 5 км ² . Содержание свинца 0,02—0,07%	7
66	IV-4	<i>Благородные металлы</i> Серебро Наглеканское	Тектоническая глина в зоне нарушения с содержанием серебра 252,4 г/т	6
2	1-3	<i>Редкие металлы</i> Молибден I Верхнебайцеканское	Зона окварцевания и брекчирования. Содержание молибдена в кварцевой брекчии — тысячные доли процента	2
3	1-3	II Верхнебайцеканское	Прожилки кварца с молибденитом	2
4	1-4	III Верхнебайцеканское	Кварцевая жила с молибденитом. Содержание молибдена до 0,08%. Мощность жилы 0,3—0,5 м; по простиранию прослежена на 100 м до выклинивания	2
5	1-3	Верхнеоткинское	Вкрапленность молибдена в гранитах. Содержание 0,01—0,03%	2
6	1-4	Топкинское	Грейзенизированные праниты; содержание молибдена 0,03%	3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (см. прилож. 1)
7	1-4	Среднемархтинская	Кварцевая жила с молибденитом. Мощность жилы 0,4—1,5 м; жила прослежена на 150 м. Содержание молибдена до 0,003%	2
9	1-4	Водораздельное	Милониты с вкрапленностью молибденита; содержание до 0,016%	2
13	11-1	Верхнеберенский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния площадью до 18 км ² . Содержание молибдена 0,009—0,02%	11
15	11-1	Солоповое	Рейзенизированные граниты с содержанием молибдена 0,01—0,03%	11
17	11-2	Верхнесилидинский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния площадью 6 км ² . Содержание молибдена 0,002—0,005%	7, 11
18	11-2	Верхнекулиндинский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния площадью 10 км ² . Содержание молибдена 0,002—0,009%	11
21	11-2	Верхнекуэнгское	Рейзенизированные граниты, с содержанием молибдена 0,005%	6
26	11-3	Верхнемархтинское	Кварцевые глыбы размером до 1,0 м с содержанием молибдена 0,01—0,03%	2
27	11-3	Тоноконское	Рейзенизированные граниты. Содержание молибдена 0,003%	6
28	11-3	Верхнебагадинское	Кварцевые глыбы с молибденитом. Содержание молибдена неизвестно	12
30	11-4	Бугарихтинское	Рейзенизированные граниты с молибденитом	3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (см. прилож. 1)
31	11-4	Мархтинское	Глыбы кварца с вкрапленностью молибденита; содержание 0,01—0,03%	3
34	11-4	Жегендекенский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния площадью 5 км ² . Содержание молибдена 0,003—0,01%	6
35	11-4	Букачинское	Глыбы окварцованных гранитов с молибденитом; содержание — тыс. сечные доли процента	6
36	11-4	Жегендекенское	Зона рейзенизации и окварцевания. Содержание молибдена до 0,01%. Горные работы не проводились	6
37	11-1	Леворассошинский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния площадью 15 км ² . Содержание молибдена 0,009—0,02%. Небольшие оценочные работы	11
41	11-1	Верхнекогломойское	Обломки кварца с молибденитом	12
42	11-1	Игькинчинский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния площадью 8 км ² . Содержание молибдена 0,008—0,01%	7
43	11-1	Когломойское (главное)	Кварцевая жила с молибденитом и буланжеритом. Содержание молибдена 0,028%	12
44	11-1	Когломойское (восточное)	Кварцевая жила с молибденитом. Содержание послегенного 0,003—0,008%	12
47	11-3	Икинское	Три кварцевые жилы в патезойских гранитах с содержанием молибдена 0,003—0,005%. Мощность жил до 0,5 м	12

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (см. прилож. 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	---

50	III-3	Левобережное	Обломки кварцевой брачки среди гранодиоритов с содержанием молибдена 0,003%	6
59	III-4	Бухтинский	Спектрометаллометрический ореол рассеяния среди гранодиоритов площадью 70 км ² . Содержание молибдена 0,007—0,01%	2
60	III-4	Нижнебухтинское	Зоны окварцевания в гранодиоритах мощностью в несколько десятков метров, с содержанием молибдена 0,05—0,5%	6

Неметаллические ископаемые

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (см. прилож. 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	---

22	II-2	Верхнесоколанское	Кварцевые глыбы с мелкой вкрапленностью флюорита	6
24	II-2	Соколанское	Грейзенизированные граниты с убогой вкрапленностью флюорита	6
25	II-2	Догодлыгинское	Катаклизиты с флюоритом	6
29	II-3	Багаданское	Катаклизиты с убогой вкрапленностью флюорита	6
32	II-4	Верхнежеленденское (западное)	Свалы кварца с вкрапленностью флюорита	12
33	II-4	Верхнежеленденское (восточное)	Свалы кварца с вкрапленностью флюорита	12
46	III-2	Шахтаминское	Кварцевая жила с содержанием флюорита до 1%	7
48	III-3	Бородинское	Глыбы кварца с вкрапленностью флюорита	7
49	III-3	Верхнеульмингинское	Кварцевая жила мощностью до 1,2 м с содержанием флюорита 15—30%	7
52	III-4	Правонендинское	Катаклизиты с вкрапленностью флюорита	6
54	III-4	Семафорное	Серия маломощных кварцевых жил (до 10—15 см) в палеозойских гранитах с содержанием флюорита 20—25%	6
55	III-4	Букачачинское	Глыбы кварца с флюоритом в пределах Букачачинской депрессии. Содержание плавика до 30—35%	6

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (см. прилож. 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	---

1	I-2	Флюорит (флюос и хисырье) Чоккурское	Кварцевые жилы с вкрапленностью флюорита. Содержание 5—10%	11
8	I-4	Среднемарехтинское	Окварцованные граниты с убогой вкрапленностью флюорита	2
10	I-4	Бодораздельное	Катаклизиты с убогой вкрапленностью флюорита	2
11	II-1	Кулиндинское	Зона окварцевания и брекчирования с содержанием плавика 14—15%	11
16	II-2	Шемелгинское	Катаклизиты с убогой вкрапленностью флюорита	6
20	II-2	Хребтовое	Катаклизиты с убогой вкрапленностью флюорита	6

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ испол-зованного матерьяла по списку (см. прилож. 1)
56	III-4	Левонендинское	Глыбы кварца с угорой вкрапленностью флюорита	6
64	III-3	Оловское	Обломки кварца с вкрапленностью флюорита	7
Минеральные источники				
62	IV-1	Шивинский	Вода холодная, радио-активная гидрокарбонатная, магниево-кальциевая	10
63	IV-1	Колтомокон	Вода холодная, радио-активная гидрокарбонатно-кальциевая	10

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	4
Интрузивные образования	14
Геотоника	29
Геоморфология	33
Полезные ископаемые	35
Полезные воды	40
Литература	41
Приложения	44

Стр.

Химический состав метаморфических и интрузивных пород листа N-50-XXVII

	Номера анализов																									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	2
SiO ₂	57,95	48,68	43,15	60,80	53,40	73,30	61,40	59,20	55,60	75,00	72,42	75,40	75,30	71,11	76,50	45,15	38,00	38,50	54,53	68,50	69,00	66,00	74,50	73,30	71,62	72
TiO ₂	0,92	1,75	1,87	0,72	0,90	0,20	0,68	0,91	0,57	0,09	0,33	0,11	0,11	0,38	0,015	0,31	0,12	0,19	0,80	0,41	0,27	0,42	0,16	0,13	0,18	0
Al ₂ O ₃	16,32	16,60	13,40	15,50	16,49	13,36	17,85	17,34	15,20	12,80	13,60	12,24	11,90	13,40	11,74	25,30	13,76	8,72	21,00	15,44	17,00	17,57	12,92	15,81	15,12	13
Fe ₂ O ₃	1,01	5,42	6,23	1,89	1,90	0,42	2,05	1,98	0,04	0,62	0,87	0,32	0,81	0,91	1,52	1,52	7,15	8,95	3,84	1,00	1,13	1,37	0,52	0,16	1,17	13
FeO	6,92	7,80	11,70	4,20	6,00	1,80	2,97	4,70	4,60	1,30	1,85	1,80	1,90	2,90	1,25	2,99	7,22	8,84	3,81	2,15	2,00	2,18	1,22	1,50	0,87	2
MnO	0,07	0,11	0,15	0,12	0,04	0,04	0,07	0,10	0,12	0,01	0,04	0,02	0,10	0,05	0,02	0,028	0,16	0,16	0,051	0,04	0,07	0,05	0,02	0,03	0,037	2
MgO	4,38	4,52	7,38	9,40	2,46	0,64	1,18	2,95	1,90	0,40	0,61	0,10	1,00	1,02	0,55	5,62	19,92	24,93	2,30	1,50	0,60	1,48	0,36	0,27	0,35	0
CaO	2,66	8,23	9,40	4,50	7,93	1,60	4,52	5,74	9,01	1,02	1,11	1,00	1,20	4,50	0,70	17,73	4,70	3,46	6,54	3,75	2,90	3,80	1,13	1,44	1,18	1
Na ₂ O	2,42	3,49	2,46	4,50	3,00	2,71	4,62	4,14	4,71	1,70	3,13	3,12	2,57	2,40	4,20	0,58	0,29	0,20	4,13	3,67	4,40	4,20	3,46	3,19	3,83	3
K ₂ O	4,17	0,81	0,64	2,10	1,68	4,50	3,03	1,28	3,49	5,95	4,60	4,83	5,13	4,10	6,40	0,38	0,11	0,15	1,85	2,96	2,90	2,57	4,13	4,15	4,25	4
P ₂ O ₅	0,17	0,70	0,07	0,22	0,19	0,05	0,18	0,28	0,17	0,05	0,12	0,01	0,03	0,11	0,16	0,075	0,06	0,065	0,26	2,96	2,90	2,57	4,13	4,15	4,25	4
H ₂ O	0,16	0,28	0,62	0,46	0,35	0,32	0,18	0,22	0,26	0,84	0,44	0,30	0,12	0,28	0,28	0,075	0,06	0,065	0,26	2,96	2,90	2,57	4,13	4,15	4,25	4
п. п. п.	1,04	0,82	1,55	2,83	1,24	0,58	0,92	0,60	4,70	0,45	0,75	0,50	0,47	0,20	0,62	0,65	7,57	5,82	0,45	0,68	0,27	0,44	0,50	0,27	0,61	0
Сумма	100,75	99,47	99,02	101,06	98,83	99,43	99,66	99,44	100,37	100,24	99,84	99,30	100,94	101,18	101,97	100,33	99,05	100,02	99,56	100,3	100,7	100,27	98,97	98,94	99,33	100
a	6,32	16,9	6,38	13,19	8,7	12,26	13,66	11,25	15,56	11,42	13,17	11,92	13,06	10,96	14,67	2,2	0,8	0,6	12,6	12,3	13,7	13,1	13,22	12,56	14,3	12
b	2,86	2,22	5,98	3,95	9,28	1,93	5,79	6,33	2,52	1,17	1,32	1,13	1,07	5,16	1,46	8,00	5,6	3,9	8,5	4,1	3,5	4,64	1,3	1,69	1,3	1,1
c	16,95	26,33	35,64	11,87	22,72	4,2	6,19	12,30	16,62	4,54	5,25	3,70	4,32	5,25	2,80	21,60	51,4	55,5	12,0	5,8	5,6	7,03	2,98	6,19	5,0	1
S	73,87	54,55	52,00	70,99	39,3	81,86	74,36	70,12	65,22	82,1	80,25	83,25	81,55	78,63	81,70	8,20	42,20	40,00	66,9	77,8	77,2	75,23	82,5	79,56	79,4	80
a'	—	—	—	—	27,94	30,15	30,15	—	—	47,84	34,64	42,7	—	—	—	—	11,5	4,2	3,0	—	30,9	16,6	26,7	68,4	52,0	16
f'	48,2	44,4	47,85	48,59	30,89	49,22	65,16	51,4	27,53	37,67	47,18	52,00	55,67	66,04	40,70	21,40	24,7	25,5	62,2	50,0	51,6	47,4	20,0	25,3	36,0	65
m'	48,2	27,8	35,97	37,96	16,17	20,63	34,84	41,7	19,78	14,49	18,88	5,3	6,76	31,45	29,65	49,50	63,8	69,3	34,8	43,02	17,5	35,0	53,3	6,3	36,0	18
c'	3,6	27,8	16,17	13,45	—	—	—	6,90	52,69	—	—	—	—	2,51	9,65	9,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18
Q	32,24	26,92	14,64	11,65	—	—	—	11,41	3,12	—	—	—	—	30,18	31,97	6,00	22,8	35,1	—	26,8	—	—	—	—	—	31
d/c	2,2	7,6	1,07	3,83	8,08	6,3	15,61	1,7	6,1	1,1	32,84	10,5	12,2	2,1	10,0	0,12	0,14	0,15	—	—	—	—	—	—	—	8

Зар. 04266