

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Тугурская

Лист N-52-XXII (Людмилинский)

**МОСКВА
2020**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Управление по недропользованию по Амурской области
(Амурнедра)

Открытое акционерное общество «Амургеология»
(ОАО «Амургеология»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Тугурская

Лист N-52-XXII (Людмилинский)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2020

УДК 55(1/9)(571.61)
ББК 26
Г72

Авторы

*С. Г. Агафоненко, А. Л. Яшинов, В. Н. Ипатенкова, С. Н. Беликов, Г. Б. Струкова,
Н. Ю. Карпеченкова*

Редактор *З. П. Козак*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **А. С. Вольский**
канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**
канд. геол.-минерал. наук **Л. Р. Семенова**

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-52-XXII (Людмилинский). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / С. Г. Агафоненко, А. Л. Яшинов, В. Н. Ипатенкова и др.; Минприроды России, Роснедра, Амурнедра, ОАО «Амургеология». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (100 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-770-5 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-771-2**

На основе обобщения материалов предшествующих исследований и результатов ГДП-200 в записке приведены сведения о стратиграфии, магматизме, тектонике, полезных ископаемых, закономерностях их размещения, прогнозной оценке, геоморфологии, гидрогеологии и экологической обстановке территории, охватывающей части Западно-Становой складчато-блоковой системы и Амуро-Охотской складчатой системы, Октябрьского блока Аргуно-Мамынского массива и наложенных на них разновозрастных структур тектоно-магматической активизации.

Илл. 2, список лит. 56 назв., прил. 10.

УДК 55(1/9)(571.61)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 30 мая 2012 г.

ISBN 978-5-93761-770-5 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-771-2

© Роснедра, 2020
© ОАО «Амургеология», 2012
© Коллектив авторов и редакторов, 2012
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	8
СТРАТИГРАФИЯ	14
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	54
ТЕКТОНИКА	72
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	86
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	90
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	98
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	110
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	118
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	121
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	125
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа N-52-XXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	128
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П) полезных ископаемых, пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), магнитных (МА) и гравитационных (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа N-52-XXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	129
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений.....	143
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	144
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов ...	145
<i>Приложение 6.</i> Химический состав магматических, метаморфических и осадочных пород	146
<i>Приложение 7.</i> Содержания редких и малых элементов в магматических, метасоматических и осадочных породах	155
<i>Приложение 8.</i> Содержания редкоземельных и радиоактивных элементов в магматических, метасоматических и осадочных породах.....	160
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород, показанных на геологической карте	165
<i>Приложение 10.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе N-52-XXII.....	166

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-XXII составляет около 4 904,6 км² и включает в себя элементы трех крупных геологических структур: Алдано-Станового щита, представленного Усть-Гиллюйским блоком Западно-Становой складчато-блоковой системы (ЗССБС), Амуру-Охотской складчатой системы (АОСС) и Аргуно-Мамынского массива (АММ). Амуру-Охотская система представлена частью Западно-Джагдинской структурно-формационной зоны (СФЗ), включающей в себя фрагменты Зей-Тунгалинской, Туксинской и Унья-Бомской структурно-формационных подзон (СФпЗ). В пределах Аргуно-Мамынского массива выделены Октябрьский блок, Гагско-Сагайская СФЗ и Депский наложенный прогиб (НП). Крайняя северо-западная часть территории относится к Верхнезейской впадине, а в юго-западной части листа расположены фрагменты северной окраины Амуру-Зейской впадины.

Административно территория входит в состав Зейского района Амурской области Дальневосточного федерального округа и ограничена координатами 53°20' и 54°00' с. ш., 129°00' и 130°00' в. д.

Основным орографическим элементом района является хребет Джагды, сменяющийся к западу и юго-западу северной окраиной Амуру-Зейской равнины. На крайнем северо-западе находится небольшая часть территории Верхнезейской равнины, к которой с юга примыкает Огоронская межгорная впадина. Хребет Джагды представляет собой среднегорное резко расчлененное поднятие с абсолютными отметками до 1 498 м (гора Поднебесная) и относительными превышениями до 900 м. Склоны хребта крутые – 20–25°, иногда – 35–45°. Вершинные поверхности, преимущественно, выровненные, хотя встречаются и пикообразные вершины. В юго-западном направлении среднегорье постепенно сменяется слабо расчлененным пологосклонным низкогорьем с отметками вершин до 880 м и относительными превышениями 200–300 м. Далее на юго-запад абсолютные высоты вершин постепенно снижаются до 380 м, относительные превышения здесь иногда достигают 100 м. Огоронская впадина представлена холмистой равниной с абсолютными отметками 360–420 м и относительными превышениями менее 100 м.

Основными гидрографическими единицами района являются реки Унья, Тукси, Нинни, Сагаян, Тунгала и озеро Огорон. Река Унья протекает в северном направлении и является левым притоком р. Арги, впадающей в Зейское водохранилище. Протекающие на юго-восток и восток реки Тукси и Сагаян являются правыми притоками р. Дугда. Имеющие западное направление течения рек Нинни и Тунгала слева впадают в р. Деп. Озеро Огорон расположено в крайней северо-западной части района, и из него в юго-западном направлении вытекает р. Деп. Водный режим района характеризуется незначительными весенними паводками. В летний период (июль–август) ливневые дожди вызывают паводки с подъемом воды до 5–7 м. Наиболее высокие паводковые уровни характерны для р. Унья.

Климат района резко континентальный. Амплитуда колебаний температур составляет от –52 °С в январе до +35 °С в июне–июле. Зимний период продолжается 5–6 месяцев, лето умеренно жаркое. В конце августа наступают первые заморозки, а в начале сентября часто выпадает первый снег, постоянный снежный зимний покров ложится в середине ноября. Отрицательная среднегодовая температура определяет неравномерное распространение многолетнемерзлых пород. Наиболее благоприятный период для проведения полевых работ с 1 июня по 1 октября.

Значительная часть территории листа покрыта хвойными лесами. В южной части района достаточно широко распространены березовые рощи. В долинах крупных рек развиваются кустарниково-древесные заросли ивы, ольхи, тополя, ели. Гипсометрически выше 900 м наблюдается невысокий кедровый стланик, а выше 1 200 м – гольцовые поверхности. Примерно половина площади в южной и западной частях, в той или иной степени, заболочена и представляет собой моховые и кочкарные мари, обусловленные развитием флювиальных и склоновых со-

лифлюкционных процессов в условиях многолетней мерзлоты и слабо расчлененного рельефа. В заболоченных участках с увалисто-холмистым рельефом развита осоковая растительность.

Животный мир района типичен для таежной местности. Здесь обитают хищные: медведи, волки, лисы, соболя и горностаи. Достаточно часто встречаются белки, выдры, зайцы и бурундуки. Копытные представлены лосями, изюбрями и кабаргой. Боровая дичь представлена рябчиками, глухарями, куропатками, водоплавающая – утками, гусями. В реках водятся хариус, ленок, таймень, щука, налим. Кровососущие паразиты представлены комарами, мошкой, мокрецом, оводом. Территория опасна по клещевому энцефалиту.

Экономически район развит слабо. Почти по диагонали листа в направлении с северо-запада на юго-восток протянута однокорейная железная дорога. Вдоль нее проходят ЛЭП разной мощности. На отдельных участках железнодорожная магистраль сопровождается пригодной для проезда на автомобилях повышенной проходимости придорожной грунтовой автомобильной дорогой. Такая дорога практически отсутствует на участке от р. Ушмун на западе до р. Улагир на востоке. На железной дороге расположены станции Огорон, Тунгала и Дугда. Станция Огорон связана с г. Зея автомобильной дорогой, пригодной для передвижения на автомобилях в течение всего, за исключением времени паводков, года. Кроме того, имеются многочисленные автозимники, пригодные для передвижения гусеничного транспорта.

Население станций занято, в основном, на обслуживании железной дороги и в жилищно-коммунальном хозяйстве. В бассейне реки Унья старательская артель ведет добычу золота из россыпей. На отдельных участках сезонно ведется заготовка древесины.

Проезжимость и обнаженность в районе плохая. Большая часть коренных выходов приурочена к долинам рек и ручьев, реже – к вершинным и водораздельным пространствам. Вдоль дорог и в отдельных частях старательских отработок встречаются искусственные коренные выходы. Несколько лучше обнаженность в пределах хр. Джагды, где увеличивается количество коренных выходов по берегам верхних течений рек.

Геологическое строение площади работ характеризуется чередованием участков с разными (2–5) категориями сложности, что обусловлено ее расположением на сочленении геологических структур с различными условиями и историей развития.

Площадь листа полностью изучена ГС-200 [47, 48, 49, 50]. В северо-восточной части района 12,5 % территории покрыто ГС-50 [45], остальная часть листа подвергнута АФГК-50 [29, 34]. В северной части района на небольших по площади разобнесенных участках в 50-х годах двадцатого века проводились поисковые работы на золото, а в центральной части, в 70-х годах того же века – на ртуть. По данным литохимического опробования масштаба 1 : 200 000 выделен ряд геохимических узлов, по которым подсчитаны прогнозные ресурсы [21, 22]. В бассейне р. Унья на площади около 150 км² проведены поисковые работы масштаба 1 : 50 000, ориентированные на золото [22]. Результаты указанных работ легли в основу представлений о геологическом строении района, позволили выделить перспективные площади для поисков полезных ископаемых и опорных участков – для геологического доизучения. Геофизически район изучен крайне слабо. Имеющиеся геофизические материалы были использованы для оценки глубинного строения территории, для составления карты аномального магнитного поля и схемы гравиметрических аномалий. При составлении комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (издание второе) использованы спектрональные космические схемы масштаба 1 : 200 000. Дешифрируемость материалов плохая (III категория). Отчетливо дешифрируются только фрагменты границ четвертичных отложений и разрывных нарушений.

Для подготовки Геологической карты листа N-52-XXII (издание второе) Джагдинской партией ОАО «Амургеология» проведено ГДП-200 с выполнением следующих объемов работ: маршрутные наблюдения – 520 км, проходка канав – 560 м, литохимическое опробование – 8 200 проб, бороздовое опробование – 560 м. Отобрано 150 проб на определение химического состава пород методом РФА, 139 проб для изучения состава пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (метод ICP) и 11 проб на определение возраста магматических пород U-Pb методом по цирконам.

Комплект Геолкарты-200 второго издания и объяснительная записка к нему подготовлены на основе результатов ГДП-200 с учетом данных предыдущих исследователей. Ответственный исполнитель С. Г. Агафоненко.

Полевые работы проводили: С. Г. Агафоненко, А. Л. Яшнов, С. Н. Беликов, А. О. Артеменко, В. Н. Ипатенкова, Г. Б. Струкова, Е. С. Демидов. Подготовку материалов к изданию выполнили: С. Г. Агафоненко, А. Л. Яшнов, В. Н. Ипатенкова, Г. Б. Струкова, С. Н. Беликов, А. О. Артеменко, Н. Ю. Карпеченкова, Е. С. Демидов. Цифровые модели карт созданы А. Г. Сидориним. Научный редактор З. П. Козак.

Аналитические работы производили: полуколичественный спектральный, спектрохимиче-

ский и атомно-абсорбционный на золото и серебро анализы – ЦАЛ ОАО «Амургеология» (г. Благовещенск), химический анализ горных пород методом РФА – СВ КНИИ под руководством В. Я. Борходоева (г. Магадан), изучение горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой – Хабаровский инновационно-аналитический центр под руководством Н. В. Бердникова, изотопно-геохронологические и палеонтологические исследования – ВСЕГЕИ (изотопно-геохронологические исследования проведены под руководством И. Г. Ванганен). Определения аммоноидей выполнены В. А. Гавриловой, брахиопод, мшанок и криноидей – Г. В. Котляр.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Район, в целом, относится к территориям с низкой степенью изученности. Его площадь полностью покрыта среднемасштабной съемкой, ГС-50 проведена на 12,5 % и АФГК-50 выполнено на 87,5 % площади района. Территория полностью покрыта аэромагнитной и гравиметрической съемками масштаба 1 : 200 000 и, частично, АГСМ-съемкой масштаба 1 : 50 000 [44]. Проведена геохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000. До проведения среднемасштабной геологической съемки исследования носили несистематический характер.

Сведения об основных видах работ, проведенных в пределах листа N-52-XXII, приведены на рисунках 1 и 2.

Наиболее ранние сведения о геологическом строении района были получены в 1901–1903 гг. П. Б. Риппасом. По его данным бассейн р. Унья сложен филлитами, серицитовыми и хлоритовыми сланцами. В долине руч. Ландырь был установлен небольшой выход мелкозернистых гранитов. На руч. Бочагор была выявлена линза мраморизованных известняков и встречены гальки изверженных пород. Возраст всех пород был условно определен нижнепалеозойским [53]. Источником золота для россыпей П. Б. Риппас считал мелкие прожилки кварца в осадочных породах [42].

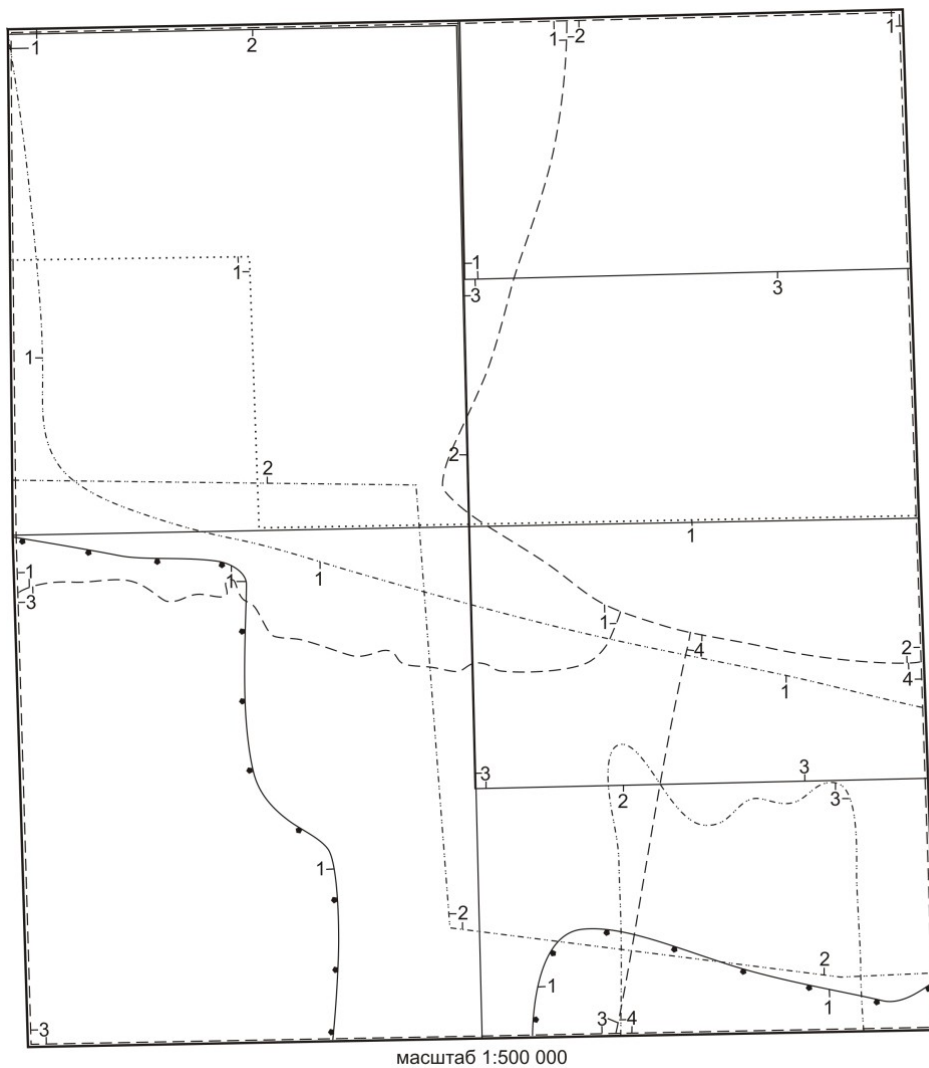
В 1934 г. Исаевым было отмечено развитие в долине р. Унья отложений нижнего палеозоя, к которым он относил филлиты и слюдяные сланцы, переслаивающиеся с песчаниками, зеленокаменными породами, туфами, кремненными туфами и известняками [42].

В 1939 г. П. А. Сушковым проведены геолого-поисковые работы в бассейне р. Нинни, в результате которых были выделены докембрийские гнейсы, девонские глинисто-серицитовые сланцы, кварциты, известняки и песчаники рассланцованные, контактово-метаморфизованные сланцы неясного возраста, песчано-сланцевый и конгломератовый горизонты юрского возраста и рыхлые аллювиальные отложения. Девонские образования были скоррелированы с подобными отложениями бассейна р. Деп. Из интрузивных пород в районе оказались развитыми гранодиориты и жилы гранитов палеозойского возраста, послепалеозойские кварцевые диориты и гиперстеновые нориты. Последнее можно считать первой попыткой выделения в районе меловых интрузий базит-ультрабазитового состава. Ведущим полезным ископаемым района автор считал золото, связывая его с мезозойскими интрузиями. В бассейне р. Бобылек была выделена ртутно-золоторудная зона (пояс), существование которого более поздними работами было поставлено под сомнение [49].

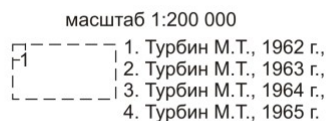
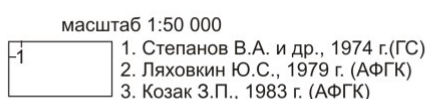
В 1948–1949 гг. Норо-Мамынской экспедицией треста «Амурзолото» под руководством Б. А. Тихонова были проведены поисково-разведочные исследования в бассейнах рек Тукси и Сагаян, сопровождавшиеся геологической съемкой масштаба 1 : 100 000. Отложения, развитые между хребтом Джагды и р. Сагаян, были отнесены к единой толще кембрий-силурийского возраста. При этом не была исключена возможность принадлежности верхов толщи к девону [24]. Среди интрузивных пород были выделены широко распространенные лейкократовые, аляскитовые, биотитовые и роговообманковые граниты, отнесенные к таконийской фазе каледонид (силур). Метаморфизованные диориты бассейна р. Тукси по времени формирования связывались с варисским циклом доюрского возраста. Кроме этого, впервые были выделены роговообманковые граниты, считавшиеся юрскими и позднемеловые диорит-порфириты [24, 49].

В 1949 г. бассейн р. Унья посетил А. З. Лазарев. В его предварительном отчете о результатах работ метаморфические породы района считались кембрийско-силурийскими. При составлении окончательного отчета автор изменил свою точку зрения и отнес породы к нижнему палеозою или протерозою. Толща была расчленена на два отдела. Нижний отдел представлен, в основном, базальными кварцитами и конгломератами, налегающими на гранитоиды и гнейсы архея. Выше помещались углисто-графитистые и зеленые сланцы, переслаивающиеся между собой и сменяющиеся вверх по разрезу филлитами. В верхних частях отдела описывались окремненные туфы, мергели, мраморы и известковые кварциты. Мощность нижнего отдела была

оценена в 3–4 км. К верхнему отделу относились филлиты, серицит-кварцевые и известковистые хлоритовые сланцы неустановленной мощности. Разрез отдела начинался с конгломератов.



Геологическое картирование



Геофизические работы

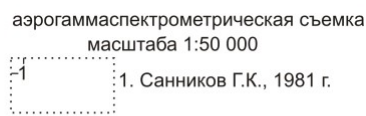
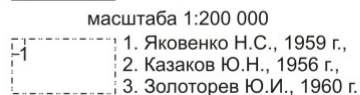
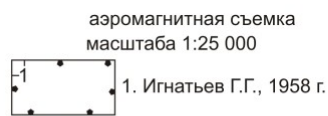


Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности.

Девонские отложения по сравнению со схемой Б. А. Тихонова были расчленены более детально на основании сопоставления их с одновозрастными отложениями бассейна р. Дев. В верховьях р. Сагаян были выделены карбоновые отложения, для которых позднее был установлен поздне триасовый возраст [49]. Все породы считались в различной степени метаморфизованными, наименее метаморфизованной оказалась нижняя часть разреза [42]. Последнее принципиально отличалось от существовавших на тот момент методик отнесения более метаморфизованных пород к более древним. Это положение в дальнейшем многими геологами ставилось

под сомнение, однако до настоящего времени подтверждается на отдельных участках района.

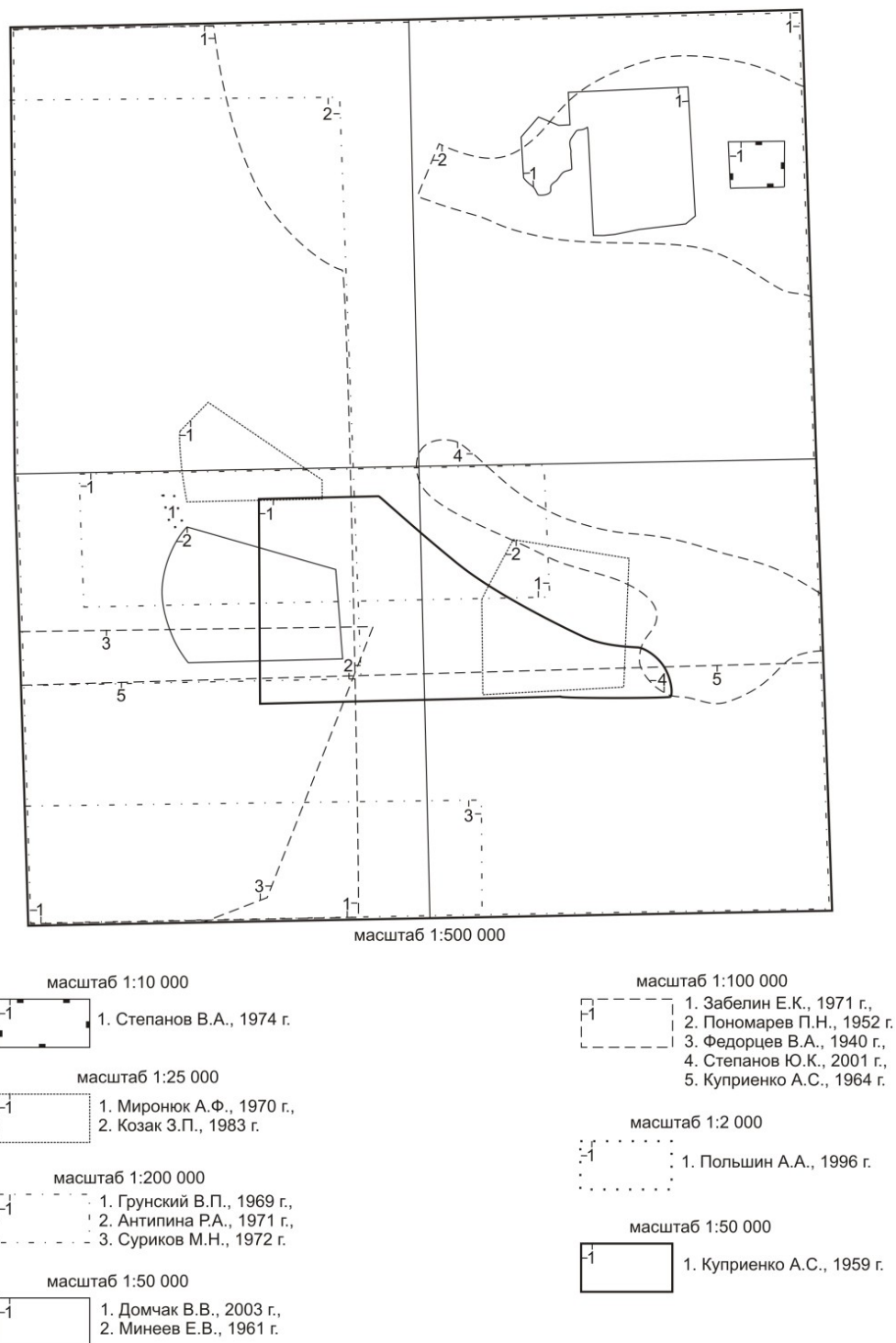


Рис. 2. Схема поисковой изученности.

В 1955 г. в западной части хр. Джагды В. Ф. Зубковым проведена геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. Автором была применена принципиально новая схема расчленения стратифицированных образований. Наиболее важным является впервые установленный факт залегания курнальской свиты песчаников на породах бомской свиты переслаивающихся филлитов и песчаников. Последняя свита впоследствии получила название амканской. Возраст этих свит был принят позднепротерозойским.

В 1956–1957 гг. Д. А. Кириковым проводились работы по теме «Стратиграфия, литология и тектоника протерозоя и палеозоя хребтов Джагды и Тукурингра», в результате которых была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000. В южной части листа были выделены: песчано-глинистые сланцы, условно относимые к силуру; песчаники мелкозернистые, алевро-

пелиты рассланцованные, известняки органогенные и кварциты ранне-среднедевонского возраста; пески с гравием и гальками, отнесенные к образованиям плиоцен-раннечетвертичного возраста [49].

Из интрузивных пород отмечены биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты, гранодиориты и зейско-депский комплекс диоритов, габбродиоритов, габбро пироксеновых, вебстеритов, гарцбургитов и горнblendитов условно раннепалеозойского возраста, гранит- и гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты позднего мела. Севернее полосы развития пород зейско-депского комплекса были выделены линейные тела измененных порфиритов, условно отнесенные к палеозою. Их внедрение связывалось с активизацией Южно-Тукурингского разлома, по которому внедрена также интрузия зейско-депского комплекса [49].

Схема расчленения магматических пород района, предложенная Д. А. Кириковым, достаточно хорошо подтвердилась результатами проведенного ГДП-200 в отношении возраста пород. Также данная работа снимает вопрос о праве приоритета названия комплекса диоритов и гранитов зейско-депским.

В 1959 г. отрядом Джелтулакской партии под руководством А. С. Куприенко было проведено шлиховое опробование р. Тунгала и ее левых притоков, которым была установлена повышенная концентрация киновари в современном аллювии. Наряду с киноварью встречались золото, иногда в весовых количествах и шеелит. Повышенные содержания киновари и золота оказались приуроченными к среднему течению р. Тунгала и генетически связывались с ранее выделенной Тунгалинской рудной зоной, уходящей на востоке в долину р. Тукси [37, 47].

В 1960 г. в среднем течении р. Тунгала работами партии Амурской комплексной экспедиции под руководством Е. В. Минеева проводились поисковые работы, целью которых являлось изучение ранее выделенных [32] шлиховых ореолов рассеяния киновари. В результате работ было сделано предположение о формировании ореолов за счет переотложения содержащего киноварь аллювия высоких террас. В коренном залегании ртутная минерализация выявлена не была [47].

В 1962 г. в бассейне р. Унья ГС-200 проводила Огоронская партия ДВТГУ под руководством М. Т. Турбина. Наиболее древними породами [48] авторы считали ритмично переслаивающиеся песчано-глинистые отложения (терригенный флиш) амканской свиты, слагающие центральную часть Уньинской антиклинали. Возраст свиты был условно принят ранне-среднекаменноугольным на основании их несогласного перекрывания отложениями раннепермского возраста и одинаковых степени регионального метаморфизма и характера складчатости указанных образований. Раннепермские вулканогенно-осадочные образования были разделены на четыре согласно залегающие свиты (снизу вверх): курнальскую, джескогонскую, таломинскую и бочагорскую. Возраст толщ был определен на основании находок фауны кораллов и фузулинид в известняках бочагорской свиты. Курнальская свита, выделенная в 1955 году В. Ф. Зубковым в верховьях р. Курнал, была сохранена М. Т. Турбиным в прежнем объеме на северном крыле Уньинской антиклинали и закартирована на южном. В основании свиты, как в том, так и в другом случае выделен горизонт конгломератов, который в верховьях р. Уркан несогласно с размывом залегает на отложениях амканской свиты.

В 1963 г. на сопредельной с востока территории в бассейне р. Бом под руководством А. А. Майборода проводила ГС-200 Дугдинская партия ДВТГУ. К наиболее интересным результатам этих работ следует отнести находки фауны в известняках бочагорской свиты по рекам Бом, Сера и Дугда. Это позволило датировать возраст согласно залегающих джескогонской, таломинской и бочагорской свит как позднекарбонный-раннепермский. Курнальская свита по представлению М. Т. Турбина, залегающая ниже джескогонской свиты, в бассейне р. Бом была выделена севернее амканской свиты. А. А. Майборода выделил (снизу вверх) муяканскую, нелскую и курнальскую свиты, которые согласно залегают друг на друге. Таким образом, в отличие от представлений М. Т. Турбина, курнальская свита не перекрывает амканскую с несогласием, а подстилает отложения последней. Хотя показанные на карте замеры залегания слоистости в породах не позволяют так однозначно трактовать отношения амканской и курнальской свит. В основании джескогонской свиты А. А. Майборода выделил горизонт конгломератов, являющихся, по современным представлениям, хаотическими образованиями зон надвигов и шарьяжей.

В 1964 г. при проведении ГС-200 в северо-восточной части листа N-52-XXIII В. В. Ольковым было продолжено картирование образований амканской и курнальской свит. В принятой авторами схеме стратиграфии амканская свита была помещена выше курнальской, а выделенный в последней М. Т. Турбиным [48] горизонт так называемых конгломератов уже считался частью разреза амканской свиты, представленной терригенным флишем [39].

Приведенное выше свидетельствует о возможности опрокинутого залегания амканской и курнальской свит в восточной части листа N-52-XXIII или вообще о развитии здесь и в бассейне р. Унья осадков разных стратиграфических подразделений.

В 1963 г. М. Т. Турбиным ГС-200 была проведена в юго-западной части листа, в зоне сочленения образований АОСС и АММ. В результате работ сборами фаунистических остатков было подтверждено развитие в бассейне р. Нинни осадочных образований ранне-среднедевонского и раннекарбонического возрастов, аналогичных развитым в бассейне р. Деп. Автором также был сделан ошибочный вывод об ороговиковании диоритами Зейско-Депского массива указанных образований и отложений АОСС, расположенных севернее. На основании этого возраст диоритов был принят позднепалеозойским. Вблизи южной границы листа, в раннепалеозойских гранитах Сагайского массива были установлены ксенолиты интенсивно ороговикованных пород, отнесенных к синийско-кембрийским образованиям [49].

В юго-восточной части листа М. Т. Турбиным было выявлено редкоземельно-вольфрамовое проявление Вачелан с неясными перспективами [50].

При подготовке к изданию Государственной геологической карты листа масштаба 1 : 200 000 М. Т. Турбиным была принята схема стратиграфии А. А. Майборода и, тем самым был проигнорирован собственный фактический материал по стратиграфии образований бассейна р. Унья.

В 1972–1974 гг. в бассейне р. Унья геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 проводила Джескогонская партия ДВТУ под руководством В. А. Степанова. Он вернулся к ранее предложенному М. Т. Турбиным варианту несогласного залегания курнальской свиты с базальным горизонтом конгломератов и седиментационных брекчий в основании на отложениях амканского флиша. Возраст отложений курнальской свиты В. А. Степанов датирует ранней юрой на том основании, что восточнее в бассейнах рек Шевли, Джелтула и Нора М. Т. Турбиным (1973 г.) в полимиктовых песчаниках были обнаружены криноидеи, которые по заключению Р. С. Елтышевой и Е. П. Брудницкой, характерны именно для этого периода. Отложения позднекарбонического–раннепермского возраста В. А. Степанов отнес к джескогонской свите, поместив ее в нижнюю пермь. Контакты амканской и джескогонской, а также джескогонской и нектерской свит показаны тектоническими. Проведенные на нескольких участках поисковые работы положительных результатов не принесли. Золото было установлено в разрозненных литохимических пробах.

В 1979 г. на части территории Ю. С. Ляховкиным было завершено проведение АФГК-50. Работы сопровождались достаточно большим объемом маршрутных наблюдений в пределах опорных участков, один из которых располагался в бассейнах рек Сагаян и Гимигин, второй – в бассейне р. Чампула, охватывая площади распространения разновозрастных осадочных и магматических образований.

Принятые авторами схемы стратиграфии литологически в целом согласуются со схемами М. Т. Турбина, хотя значительно различаются по названиям толщ и принятым для них возрастам. Авторами доказана тектоническая природа северного контакта Зейско-Депского массива диоритов и отсутствие его активного воздействия на образования АОСС. Обращает на себя также внимание развитие наиболее мощных полей ороговикования в раннедевонско-карбонических образованиях в пределах Зейско-Депского массива вокруг выходов гранитоидов, считавшихся одновозрастными с диоритами. Часть полей роговиков приурочена к габброидам. С диоритоидами роговики практически не связываются. В пределах Сагайского массива был выделен комплекс гранитоидов триасового возраста. Достаточно подробно представлено внутреннее строение зоны Чампулинского разлома. Впервые сделано предположение о развитии в пределах Унья-Бомской подзоны хаотических комплексов.

Региональное геологическое изучение территории листа завершилось в 1983 г. окончанием проведения АФГК-50 в бассейне р. Тукси и в осевой части хр. Джагды, выполненное под руководством З. П. Козака. В целом результаты проведенных работ полностью соответствуют результатам Ю. С. Ляховкина для территории АОСС. Достижением авторов следует считать попытку отражения на картах аллохтонного залегания Уньинского массива, по данным М. Т. Турбина он считался прорывающим раннепермские отложения бочагорской свиты.

В дальнейшем район работ региональными геологическими исследованиями с проведением полевых работ не охватывался. Результатом тематических работ явилось составление геологической карты Амурской области масштаба 1 : 500 000 [41] и карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листа N-52 [3].

В 1996 г. коллективом под руководством В. В. Домчака была завершена съемка по вторичным потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000. В результате этих работ были выделены пять перспективных геохимических узлов с золоторудной специализацией, многочисленные разроз-

ненные вторичные потоки золота, других элементов и создана основа для проведения дальнейших поисковых работ. Проведенное ГДП-200 территории листа, в целом, подтверждает правильность интерпретации авторами геохимической информации.

В пределах потенциально рудного узла Унья несколько позднее были проведены литохимические поиски по сети 100×500 м, в результате чего было выделено высокоперспективное Дже-скогонское аномальное поле [22].

Бассейны рек Унья и Тукси, а также верховья р. Тунгала неоднократно становились в течение многих лет объектами поисков россыпей золота. В долине первой реки россыпное золото добывается около 125 лет. В долине р. Тукси имеется ряд отработанных россыпей. Россыпь р. Тунгала в настоящее время также считается отработанной.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицируемые образования занимают около 80 % площади листа. Они представлены метаморфическими образованиями верхнего архея и метаморфизованными верхнерифейскими карбонатно-терригенными образованиями Октябрьского блока АММ, незначительно развитыми в южной части района, слабо метаморфизованными ниже- и условно среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, занимающими значительные территории центральной части района, осадочными породами раннедевонского–раннекаменноугольного и верхнетриасово-среднеюрского возрастов, развитыми в пределах АММ, позднекаменноугольно-раннепермскими отложениями в плане приуроченными к осевой части хр. Джагды и среднеюрскими, занимающими значительные площади в северо-восточной части листа. Ранне- и условно среднепалеозойские стратифицированные образования слагают разрез Зея-Тунгалинской подзоны, позднекаменноугольно-раннепермские отложения развиты в пределах Туксинской подзоны, а среднеюрские образуют разрез Унья-Бомской подзоны АОСС. На крайнем юго-востоке и крайнем северо-западе района незначительно распространены вулканогенно-осадочные раннемеловые образования. В южной и северо-западной частях района развиты неогеновые озерно-аллювиальные образования. Завершают стратиграфический разрез аллювиальные отложения современной гидросети и озерные отложения Огоронской впадины. В южной части района развиты коры выветривания условно раннеогенового возраста.

На МАКС и в аэрогеофизических полях докайнозойские стратифицируемые образования не выражены.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Елнинская толща (AR₂el) была выделена при составлении легенды Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения в 2002 г. Ф. С. Фроловым. Место выделения толщи находится южнее характеризуемой территории. В пределах района архейские образования впервые были выделены в 1979 г. Ю. С. Ляховкиным.

Породами толщи сложен тектонический блок шириной не более 1 км и площадью около 30 км², расположенный в бассейне р. Сагаян и пространственно приуроченный с юга к зоне Нинни-Сагаянского разлома. Площадь развития данных пород характеризуется сплошной заболоченностью.

Толща сложена биотит-силлиманит-гранатовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, роговообманковыми амфиболитами, гранатовыми и биотит-гранатовыми кварцитами.

В приустьевой части р. Вачелан по линии канав был составлен схематический разрез толщи [34]*:

1. Биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы	380
2. Биотит-гранат-силлиманитовые и биотит-гранатовые гнейсы	170
3. Гранатовые кварциты	30
4. Биотит-силлиманит-гранатовые и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы	90
5. Биотит-гранатовые и гранатовые кварциты	10
6. Биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы	60

Мощность 740 м.

Амфиболиты неоднократно встречались среди гнейсов в элювиально-делювиальных разва-

* Здесь и далее описание разрезов приведено снизу вверх, мощность дана в метрах.

лах [34].

Гнейсы имеют близкий минеральный состав и связаны между собой переходными разновидностями. Содержания граната составляют 1–40 %, силлиманита – 1–20 %, количество биотита в породах достигает 15 %. Плагноклаз и кварц занимают до 50 % породы каждый. В качестве второстепенных минералов в гнейсах присутствуют калиевый полевой шпат, андалузит, кордиерит и мусковит. Акцессорная минерализация представлена апатитом, ильменитом, ортитом, рутилом, турмалином, цирконом и шпинелью. Внешне это буровато-серые, иногда с оранжевым оттенком неравномернозернистые, часто пятнистые и неяснополосчатые, редко массивные породы. Пятнистость обусловлена округлыми (до 5–10 мм) выделениями замещенного вторичными минералами граната. Весьма характерно для пород присутствие голубоватого кварца, за счет чего кварциты имеют голубоватый оттенок. Микроструктуры пород гетеробластовые, нематолепидогранобластовые и замещения [34].

Степень метаморфизма пород толщи определяется развитием в них следующих равновесных минеральных парагенезисов: биотит+гранат+силлиманит; биотит+гранат+силлиманит+кордиерит [34]. В соответствии со схемой минеральных фаций метаморфических пород В. А. Глебовицкого данные парагенезисы характерны для метаморфизма фации куммингтонитовых амфиболитов [2]. Термодинамические условия образования гнейсов можно ориентировочно определить в соответствии с наиболее распространенным минеральным парагенезисом: биотит+гранат+силлиманит+кордиерит стабильным при температуре 700–825° и давлении 6–7 кБар [6].

Гранаты гнейсов характеризуются содержанием пиропового минала на уровне 35–40 % и низкой кальциевостью (СаО – 1,52–2,34 %). Содержания окисла магния составляют 8,66–10,2 % [34]. На основании состава граната ранее породы толщи ошибочно относились к метаморфизованным в условиях гранулитовой фации. При этом отмечалось, что наиболее соответствуют таким условиям метаморфизма гранаты, содержащиеся в кордиеритсодержащем парагенезисе.

Реконструкция первоприроды глиноземистых гнейсов толщи с помощью диаграммы ФАК, указывает на их формирование в результате метаморфизма каолинитовых и каолинит-гидрослюдистых глин, развитых по породам среднего и основного состава [34].

Учитывая приведенные данные о минеральном, химическом составе гнейсов и термодинамических параметрах их преобразований, следует считать данные породы сформированными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Породы толщи повсеместно подвержены вторичным изменениям. Они интенсивно окварцованы и в разной степени графитизированы. На отдельных участках в гнейсах развита вкрапленность пирита. Нельзя исключать возможность контактового метаморфизма гнейсов гранитоидами вачеланского комплекса.

Минерагеническая роль образований елнинской толщи не установлена.

Возраст толщи принят позднеархейским в соответствии с принятым при ее выделении.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Туранская серия (RF_{3tr}?) с некоторой долей условности к серии отнесены метаалевролиты, известняки мраморизованные, метапесчаники и метариолиты. Этими породами сложена серия останцов кровли Зейско-Депского и Сагаянского массивов, тяготеющих к разрывным нарушениям северо-западного простирания в юго-западной части листа. Площадь отдельных останцов не превышает 6,5 км². Общая площадь распространения пород туранской серии составляет около 20 км². Непосредственные контакты пород серии с вмещающими их породами не наблюдались. Внутреннее строение серии из-за плохой обнаженности и разобщенности ее выходов осталось не изученным. Мощность серии условно принята равной не менее 700 м [34].

Метаалевролиты ороговикованные – плотные, до стекловатых, зеленовато-серые породы с полосчатой текстурой и близким к раковистому излому. Структура микрогранобластовая с реликтами алевропелитовой. Основными породообразующими минералами являются кварц и альбит. В незначительных количествах содержатся андалузит, гиперстен, роговая обманка, эпидот, циркон, сфен и магнетит [49].

Известняки мраморизованные представляют собой белые сахаровидные породы с хорошо различимой кристаллической структурой. Под микроскопом породы обнаруживают гранобластовую структуру при массивной текстуре. Кроме зерен кальцита размером от 0,3×0,4 до 1×1 мм в небольшом количестве содержатся кварц, хлорит, рудный минерал и примесь глини-

стого вещества. В скарнированных породах наблюдается полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос кварц-плагиоклазового и кварц-диопсидового состава. В небольших количествах присутствуют роговая обманка, эпидот и гранат [49].

Метапесчаники ороговикованные отличаются от метаалевролитов ороговикованных неравномерной зеленовато-серой окраской и присутствием участков с реликтами алевропсаммитовой структуры.

Метаморфизованные риолиты – бледно-зеленые очень плотные породы с микропорфировой структурой. Порфиновые выделения размером до 0,3 мм (15 % породы) представлены серицитизированным плагиоклазом с едва заметной двойниковой структурой. Основная масса сложена реликтовыми лейстами плагиоклаза и вторичной массой минералов эпидот-цоизитовой группы. Акцессорная минерализация представлена сфеном [49].

Достаточно часто породы превращены в биотитовые, кордиеритовые, гранат- и андалузит-содержащие роговики [34]. В целом породы, относимые к туранской серии, повсеместно контактово метаморфизованы в условиях амфибол-роговиковой фации [34]. При этом в пределах каждого из установленных останцов преимущественным развитием пользуются породы одного литологического состава, что затрудняет определение преобладающих в составе серии пород [49].

Минерагеническая роль туранской серии в пределах района не установлена.

Данные о возрасте пород, относимых к туранской серии, скудны. Установлена только их контаминация гранитоидами зейско-депского комплекса, изотопный возраст которого отвечает раннему кембрию. Таким образом, принимаемый позднерифейский возраст не противоречит геологическим данным.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения, относимые к палеозою, участвуют в строении разрезов Зея-Тунгалинской и Туксинской подзон Западно-Джагдинской зоны Амуро-Охотской складчатой системы и Гагско-Сагаянской зоны Октябрьского блока Аргуно-Мамынского массива. В пределах Зея-Тунгалинской подзоны породы расчленены на зубаревскую, алгаинскую, гармаканскую и теплоключевскую свиты. В Туксинской подзоне развиты образования джескогонской, нектерской и бочагорской свит. В Гагско-Сагаянской зоне выделены имачинская, ольдойская и типаринская свиты.

Возраст большинства указанных свит на современном уровне изученности обоснован недостаточно четко. Зубаревская свита отнесена к нижнему палеозою, алгаинская, гармаканская и теплоключевская свиты условно считаются среднепалеозойскими. Джескогонская и нектерская свиты датируются как позднекаменноугольные, возраст бочагорской свиты фаунистически охарактеризован на уровне ранней перми. Возраст имачинской, ольдойской и типаринской свит доказан фаунистически как ниже-среднедевонский, средне-позднедевонский и раннекаменноугольный, соответственно.

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Зубаревская свита (PZ₁zb) была выделена при проведении ГС-200 площади листа N-52-XX Ю. А. Мамонтовым в 1960 г. В региональные корреляционные схемы свита не была включена ввиду неопределенности стратиграфического положения и возраста. При этом наличие образований свиты, как конкретных геологических тел, никем не отрицалось. Результаты ГДП-200 позволили, в некоторой степени, решить проблему возраста свиты и установить ее отличия от свит, условно относимых к среднему палеозою.

Породами свиты сложен тектонический блок, примыкающий с севера к Южно-Тукурингскому разлому и вытянутый по водораздельной части рек Тунгала–Нинни в северо-западном направлении от истоков р. Оногох до западной границы листа. С севера блок ограничен разломом надвигового типа с северным погружением плоскости сместителя. Ширина блока составляет 2,4–3,6 км, площадь распространения пород свиты – около 180 км².

Свита сложена кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-эпидотовыми, кварц-эпидот-актинолитовыми, альбит-хлорит-актинолитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-серицитовыми гематитсодержащими сланцами, песчаниками метаморфизованными.

Разрез подсвиты составлен по береговым обнажениям верхнего течения р. Ниж. Джелон [49]:

1. Кварц-эпидот-актинолитовые сланцы.....	495
2. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы	25
3. Кварц-эпидот-актинолитовые сланцы.....	50
4. Кварц-серицитовые сланцы с прослоями (до 2 см) кварц-актинолит-эпидотовых сланцев и тонкими лин- зами метапесчаников	40
5. Метапесчаники.....	270
6. Кварц-серицитовые сланцы с тонкими прослоями метапесчаников.....	15
7. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы	50
8. Кварц-серицитовые сланцы с прослоями (до 2 см) метапесчаников.....	10
9. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы	140
12. Кварц-серицитовые сланцы	15
13. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы	50
14. Кварц-эпидот-актинолитовые сланцы.....	80
15. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы	115

Мощность 1 355 м.

Нижняя и верхняя части разреза свиты предположительно срезаны разрывными нарушениями. Для строения свиты характерна мощная пачка кварц-эпидот-актинолитовых сланцев (более 495 м) в верхней части разреза. Состав свиты по простиранию достаточно выдержанный, в нем четко фиксируется насыщенность разреза свиты сланцами, образовавшимися по вулканитам пестрого состава.

Характерным картировочным признаком свиты является пестрая окраска входящих в ее состав сланцев, зависящая от их минерального состава. Выделяются зеленые, серые, темно-серые и вишнево-красновато-коричневые сланцы.

Сланцы, содержащие в своем составе актинолит и эпидот (метаморфизованные вулканиты), представляют собой породы от салатно- до темно-зеленого цвета. Встречаются породы кварц-эпидот-актинолитового, альбит-хлорит-актинолитового и альбит-хлорит-актинолитового состава, для которых характерны прожилки эпидотового и пумпеллиит-эпидотового состава мощностью до 2 мм. Размер зернистости пород не превышает 0,2 мм. В зависимости от минерального состава в сланцах обнаруживается нематобластовая, гранонематобластовая и гранолепидобластовая структура.

Кварц-хлоритовые сланцы – светло-серые зеленоватые породы с участками брекчиевидной текстуры. Обладают реликтовой афанитовой структурой, представленной девитрофицированным вулканическим стеклом. Содержание вулканического стекла в сланцах иногда достигает 10 %. Кварц-хлоритовые сланцы содержат ксенобластовые зерна кварца (30–45 %) и слабо-зеленоватый, узкочешуйчатый, вытянутый по сланцеватости хлорит (25–40 %). В породах развиты вторичные хлорит, эпидот, кварц-полевошпатовый агрегат, лимонит и кварц. В небольших количествах присутствует серицит. При увеличении содержания эпидота до 15–20 % породы переходят в кварц-хлорит-эпидотовые сланцы. Обе разновидности сланцев имеют гранобластовые, участками лепидогранобластовые структуры.

Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы – зеленовато-серые породы с линзовидно-полосчатой текстурой. Структура их бластомилонитовая, участками – лепидогранобластовая с реликтовыми обломками интенсивно измененных габбро и перекристаллизованных милонитов неясного состава. Состоят сланцы из хлорита – 40 %, эпидота – 15 %, гематита лимонитизированного – 7 %, роговой обманки – 10 %, биотита – 5 %. Кроме этого встречаются обломки пород с микрофельзитовой текстурой – 3 %.

Кварц-эпидот-актинолитовые и близкие к ним по минеральному составу сланцы имеют более темную окраску и грубополосчатую текстуру. Они характеризуются порфиробластовой структурой с лепидогранобластовой основной массой. Сложены породы актинолитом (30–50 %), хлоритом (до 25 %) и кварцем (15–20 %). В порфиробласты концентрируется кварц, реже они представлены скоплением кристаллов актинолита. В отдельных образцах в рассланцованной эпидот-хлоритовой основной массе встречаются реликтовые порфировые выделения роговой обманки.

Альбит-хлорит-актинолитовые сланцы являются массивными и характеризуются наличием реликтовых микролитовых структур, выраженных присутствием в хлорит-эпидотовом агрегате лейст плагиоклаза.

Сероокрашенные сланцы имеют подчиненное развитие и представлены кварц-серицитовыми разностями. Структура сланцев микрогранолепидобластовая или гранобластовая, состоят они из кварца (15–20 %), серицита (20–50 %) и, располагающегося параллельно сланцеватости, темного неполяризующегося вещества. В сланцах отмечается небольшое количество хлорита, локализованного совместно с серицитом.

Кварц-серицитовые гематитсодержащие сланцы встречаются в тесной пространственной ас-

социации с окрашенными в зеленые тона сланцами и связаны с ними переходными разностями вишнево-красного цвета. В некоторых случаях эти сланцы слагают в зеленых шарообразные участки размером до $2 \times 1,5$ м. Типичные вишнево-красные сланцы состоят из кварца, эпидота и тонкораспыленного гематита. Иногда они содержат небольшие количества кальцита.

Петрографическими методами среди пород свиты установлены метаморфизованные вулканиды пестрого состава. Наиболее широко среди них распространены кислые разности, представленные светло-серыми породами со сланцевато-полосчатой текстурой. Структура их микрофельзитовая с раскристаллизованным кислым вулканическим стеклом. В породе содержатся реликтовые обломки кристаллов кварца, плагиоклаза и девитрофицированного вулканического стекла, подвергнутого бластезу. По нему очагами и микрослоями развивается более крупнозернистый вторичный кварц. Состоит порода из обломков кислого вулканического стекла и фенокристов кварца и плагиоклаза – 15 %, кварц-полевошпатового агрегата – 65 %, серицита – 10 %, биотита – 5 %, пелита – 5 %, кварца – 7 %, гематит-лимонита – 3 %. Акцессорные минералы представлены цирконом.

Кварц-хлорит-эпидотовый сланец (метаандезибаазальт) – сиреневато-серая порода с микрослоистой текстурой и микролепидогранобластовой структурой. Сложена порода эпидотом – 40 %, хлоритом – 17 %, гематитом – 10 %, лимонитом – 8 %, пелитом – 20 %, кварц-полевошпатовым агрегатом – 5 %.

Петрохимические особенности метаморфизованных вулканидов основного состава показывают их принадлежность преимущественно к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3,67\text{--}45,71$), низкую и умеренную глиноземистость ($\text{al}^1=0,56\text{--}1,00$). Они являются породами нормального ряда, содержания TiO_2 составляют в них $1,33\text{--}2,78$ %. По соотношению $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ породы принадлежат к толеитовой серии.

В геохимическом отношении базальты метаморфизованные незначительно обогащены, по сравнению со средним составом основных пород, транзитными элементами (V, Cr, Co, Ni, Zn) и тяжелыми РЗЭ (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb). Содержания же высокоразрядных элементов (Th, U, Pb, Zr, Hf, La, Ce, Pr) и легких РЗЭ (La, Ce, Pr), напротив, не достигают средних концентраций в основных породах, особенно низки содержания Zr. Двойко ведут себя крупноионные элементы, концентрации Cs и Sr превышают, а Rb и Ba не достигают средних содержаний в основных породах.

Тренды распределения РЗЭ* показывают незначительную обогащенность пород LREE, значение $(\text{La}/\text{Yb})_n=0,82\text{--}5,27$, $(\text{La}/\text{Sm})_n=0,60\text{--}1,54$ и $(\text{Dy}/\text{Lu})_n=1,32\text{--}2,87$. В базальтах метаморфизованных четко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,12\text{--}0,39$.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования метаморфизованных вулканидов с помощью диаграмм $\text{Ti}/\text{Y}\text{--}\text{Nb}/\text{Y}$ и $\text{Th}/\text{Yb}\text{--}\text{Nb}/\text{Yb}$ позволяет отнести их к базальтам островных дуг, содержащим унаследованную субдукционную компоненту. Индикаторные соотношения Rb/Sr ($0,01\text{--}0,08$) и Sm/Nd ($0,27\text{--}0,33$) свидетельствуют о формировании пород из материала неистощенной мантии.

Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствуют об их формировании в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. Распределение РЗЭ в первично осадочных породах свиты позволяет предположить их формирование за счет сноса преимущественно кислых пород $((\text{La}/\text{Yb})_n=9,28\text{--}10,49)$, претерпевших частичное плавление в пределах земной коры $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,09\text{--}0,10)$. Осадконакопление происходило на коре с низкой проницаемостью для восходящих флюидных потоков $(\text{Eu}/\text{Sm}=0,17)$.

Вопрос возраста свиты остается слабо решенным. При проведении ГДП-200 была получена датировка возраста аповулканогенного сланца, по составу отвечающего андезиту, из верховьев р. Тунгала U-Pb методом по цирконам. Возраст оценен в $479 \pm 7,6$ млн лет. Геологических данных для обоснования возраста свиты в пределах района нет. На основании этого и учитывая принадлежность образований свиты к условиям накопления осадков ранних стадий развития геосинклинальных областей (складчатых поясов), принимается раннепалеозойский возраст зубаревской свиты.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

К данному возрастному уровню условно относятся метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования верхнеалгаинской подсвиты, гармаканской и теплоключевской свит. Все свиты наиболее детально изучены Ю. А. Мамонтовым при проведении ГС-200 территории лис-

* Содержания РЗЭ здесь и далее по тексту нормированы к хондриту по McDonough e. a, 1991.

та N-52-XX, где расположены их стратотипические местности. Впервые свиты в ранге толщ были выделены в бассейне р. Зeya Н. П. Саврасовым в 1955 г.

Алгаинская свита. *Верхнеалгаинская подсвита* ($PZ_2?al_2$) слагает в плане ядро антиклинали, протягивающейся в северо-западном направлении от устья р. Нягда до западной границы листа. Ширина выхода пород подсвиты в замке антиклинали не превышает 1 км, достигая на крыльях структуры 12 км.

Подсвита сложена серицит-кварцевыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми, серицит-альбит-кварцевыми, хлорит-эпидот-кварцевыми сланцами, метапесчаниками, метаалевролитами, базальтами метаморфизованными.

Нижняя граница подсвиты в стратотипической местности проводится по подошве пачки метапесчаников. В пределах листа нижняя часть разреза подсвиты на поверхность не выходит. Выше по разрезу на породах подсвиты согласно залегают отложения гармаканской свиты.

Наиболее полный разрез подсвиты составлен по левому притоку р. Урканчан, где установлено следующее его строение [47]:

1. Серицит-альбит-кварцевые сланцы с редкими прослоями серицит-кварцевых сланцев.....	275
2. Эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы	10
3. Серицит-альбит-кварцевые сланцы	45
4. Серицит-кварцевые сланцы с тонкими (до 15 см) прослоями серицит-альбит-кварцевых сланцев.....	10
5. Серицит-альбит-кварцевые сланцы с редкими прослоями серицит-кварцевых сланцев.....	60
6. Серицит-кварцевые сланцы.....	10
7. Серицит-альбит-кварцевые сланцы с редкими прослоями серицит-кварцевых сланцев.....	245
8. Эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы	15
9. Серицит-кварцевые сланцы с прослоями метапесчаников.....	85
10. Метапесчаники	125
11. Эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы	15
12. Метапесчаники.....	430

Мощность 1 325 м.

По простиранию состав подсвиты достаточно выдержан, за исключением изменения мощностей отдельных слоев, особенно характерных для сланцев эпидот-хлорит-актинолитовых [47]. Отмечается приуроченность метапесчаников к верхним частям разреза.

Кварц-серицитовые сланцы – серые, темно-серые или черные породы с иногда проявленной полосчатостью, обусловленной чередованием полос различного состава и цвета. Структура их гранолепидобластовая или лепидогранобластовая, в полосах существенно кварцевого состава – гранобластовая. Редко устанавливаются реликты алевропелитовой и алевритовой структур. Из второстепенных минералов присутствуют альбит и хлорит, реже встречается эпидот.

Метапесчаники – серые слаборассланцованные породы с псаммитовой или бластопсаммитовой структурой. Сложены породы корродированными зернами кварца и полевых шпатов с редкими обломками сланцев глинистых серицитизированных. Цемент нацело перекристаллизован в агрегат субпараллельно ориентированных чешуек серицита, хлорита, стильномелана и зернышек кварца размером до 0,3 мм. Акцессорные минералы – турмалин, эпидот, циркон, лейкоксен.

Альбит-эпидот-актинолитовые сланцы – зеленовато-серые или темно-зеленые тонко-, иногда грубополосчатые породы с четко выраженной линейностью по плоскостям сланцеватости. Полосчатость обусловлена чередованием темных, существенно амфиболовых, и светлых полевошпатовых полос толщиной 1–3 мм. Структура пород лепидогранобластовая, текстура полосчатая.

Метаморфизм верхнеалгаинской подсвиты выразился перекристаллизацией пород с новообразованием хлорита, мусковита и альбита в песчано-глинистых толщах с почти полным изменением первичных структур. В эффузивных составляющих разреза свиты произошло изменение первичных структур и почти полная перекристаллизация основной массы [18]. Метаморфизованные вулканиты, как правило, содержат в составе амфибол и эпидот. В отдельных образцах под микроскопом фиксируется реликтовая порфирировая структура [18].

Породы свиты сформировались в результате метаморфизма, в большей мере, осадочных пород, о чем свидетельствуют постепенные переходы сланцев в метапесчаники. Петрохимические исследования ортосланцев показали их принадлежность к породам повышенной щелочности. Среди них выявлены метаморфизованные трахиандезибазальты, базальты, трахибазальты и щелочные пикробазальты. Породы преимущественно принадлежат к натриевой серии ($Na_2O/K_2O=3,24-46,31$) имеют умеренную и высокую глиноземистость ($al'=0,84-1,18$). Базальты, по соотношению K_2O-SiO_2 , принадлежат к толеитовой серии, концентрации TiO_2 составляют в них 2,02–2,59 %.

Реставрация геодинамических условий образования базальтоидов с помощью дискриминационных диаграмм Дж. Пирса $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ и $MnO-TiO_2-P_2O_5$ указывает на их принадлежность к толеитовым базальтам надспрединговых островов. Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствуют о накоплении осадков в бассейнах, сопряженных с океаническими островными дугами.

Возраст пород свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Имеющиеся геологические данные позволяют считать породы свиты доюрскими. На правобережье низовий р. Тунгала сланцы прорываются раннеюрскими базальтами тунгалинского комплекса. Принимая во внимание точку зрения многих геологов, изучавших строение и геологическое развитие Амуро-Охотской складчатой системы, принимается условно среднепалеозойский возраст свиты.

Гармаканская свита ($PZ_2?gr$) представлена резко преобладающими алевролитами филлитизированными, переслаивающимися с метапесчаниками, менее существенно развиты хлорит-серицит-кварцевые сланцы.

Образования свиты развиты в центральной части района, их наиболее крупный выход находится в бассейнах рек Тукси, Тунгала, Ушмун и Четканда. Площадь распространения пород свиты составляет около 400 км².

Свита согласно залегает на сланцах верхнеалгаинской подсвиты, выше по разрезу постепенно сменяясь отложениями теплоключевской свиты. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки метапесчаников. Верхняя граница выражается сменой алевролитов филлитизированных разнообразными амфиболсодержащими аповулканогенными сланцами теплоключевской свиты. В структурном отношении свита участвует в строении серии разнопорядковых складчатых форм, существенно нарушенных постскладчатыми разрывными нарушениями различной ориентировки.

Наиболее полный разрез свиты составлен в бассейне р. Ниж. Джелон [49]:

1. Алевролиты филлитизированные	175
2. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	65
3. Алевролиты филлитизированные	70
4. Метапесчаники	20
5. Алевролиты филлитизированные	10
6. Метапесчаники	20
7. Алевролиты филлитизированные	10
8. Метапесчаники	50
9. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	110
10. Метапесчаники	125
11. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	55
12. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы с прослоями (до 1,5 см) метапесчаников	155
13. Метапесчаники с прослоями (до 5 см) алевролитов филлитизированных	55
14. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 7 см) метапесчаников	115
15. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	50
16. Алевролиты филлитизированные	30
17. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	10
18. Алевролиты филлитизированные прослоями (до 2 см) метапесчаников	40
19. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	10
20. Метапесчаники с прослоями (до 1 м) алевролитов филлитизированных	45
21. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 5 см) метапесчаников	35
22. Метапесчаники с прослоями (до 1 м) алевролитов филлитизированных	40
23. Алевролиты филлитизированные	25
24. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы с прослоями (до 12 см) алевролитов филлитизированных	5
25. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 6 см) хлорит-серицит-кварцевых сланцев	10
26. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы с прослоями (до 12 см) алевролитов филлитизированных	10
27. Алевролиты филлитизированные	5
28. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	5
29. Метапесчаники	20
30. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	35

Мощность 1 345 м.

Свита характеризуется хорошо выдержанным по простиранию строением разреза с некоторым изменением количественных соотношений алевролитов филлитизированных и метапесчаников.

Алевролиты филлитизированные – сланцеватые породы черного цвета, содержащие иногда линзочки и тонкие прослои серых тонкозернистых метапесчаников, иногда сохраняют первичную слоистость. Имеют бластоалевропелитовую структуру. Алевритовые частицы занимают 30–50 % породы и представлены кварцем изометричной или слабо уплощенной формы. Цемент

глинистый с новообразованиями (до 5 %) серицита и хлорита. При увеличении содержания серицита (до 10 %) алевролиты постепенно переходят в сланцы хлорит-серицит-кварцевые. Иногда в сланцах наблюдается глинистое вещество в виде тонких прослоев, линз, реже – участков неправильной формы. Породы иногда содержат графит, природа которого не ясна. Возможно, графит образовался метасоматическим путем.

Метапесчаники – мелко- или среднезернистые породы разных оттенков серого цвета с полосчатой и тонкополосчатой, редко – массивной текстурой и бластопсаммитовой структурой. Кластический материал представлен угловатыми или окатанными зернами кварца и плагиоклаза, реже встречаются серицит, биотит, хлорит, мусковит, калиевый полевой шпат, циркон и ортит. Цемент базальный, резко преобладает над кластическим материалом, полностью перекристаллизован в микрокристаллический кварцевый агрегат со значительным содержанием серицита, примесью хлорита и эпидота. Встречаются участки породы с реликтами псаммитовой структуры. Содержание серицита колеблется в широких пределах, что обуславливает постепенность перехода метапесчаников (5–20 % серицита) в хлорит-серицит-кварцевые (до 30 % серицита) сланцы.

Породы свиты отличаются от других образований условно среднепалеозойского возраста наиболее слабым метаморфизмом, отвечающим на большей площади их развития филлитовой субфации, фации зеленых сланцев. Присутствие пород серицитовой субфации вызвано наличием мелких разрывных нарушений.

Первично осадочная природа отложений свиты достаточно уверенно устанавливается по наличию в них реликтовых алевропелитовой и псаммитовой структур, что подтверждается и характером распределения РЗЭ ($Ce/La=2,29-2,73$). Накопление осадков свиты осуществлялось за счет сноса материала пород среднего и кислого состава ($(La/Yb)_n=4,25-9,94$), претерпевших частичное плавление в пределах земной коры ($Eu/Eu^*=0,12-0,18$). Осадконакопление происходило на коре с низко-средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков ($Eu/Sm=0,16-0,21$). Значение коэффициента Ce/Ce^* составляет $0,1-0,12$ и свидетельствует о формировании осадков в непосредственной близости от спрединговых зон.

Диаграммы М. Р. Бхатия позволяют предположить накопление пород свиты в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. При этом часть составов попадает в поля пород, сформированных в сопряженных с активными континентальными окраинами бассейнах.

Возраст свиты принимается условно среднепалеозойским на основании ее согласного залегания на породах алгаинской свиты. Геологических данных, позволяющих уточнить возраст свиты в пределах района, не выявлено.

Теплоключевская свита ($PZ_2?tk$) слагает протягивающиеся через весь лист две полосы субширотного северо-западного направления, нарушенные системой разломов преимущественно северо-восточного простирания и тектонический блок, расположенный северо-восточнее Огоронской впадины. Площадь распространения пород свиты составляет около 330 км².

В состав свиты входят серицит-кварцевые сланцы, метаморфизованные вулканиты пестрого состава, алевролиты филлитизированные, метапесчаники, известняки мраморизованные.

Породы свиты согласно залегают на образованиях гармаканской свиты. Нижняя граница свиты проводится по смене алевролитов филлитизированных сланцами кварц-серицит-хлоритовыми с вкрапленностью магнетита. Верхняя граница свиты в районе не установлена.

В структурном отношении образования свиты залегают на крыльях интенсивно нарушенной разломами различной ориентировки Чампулинской антиклинали и слагают Урканскую синклинали. Структурные положения примыкающего с севера к Южно-Тукурингскому разлому блока и блока, закартированного в бассейне р. Ушмун не ясны.

Наиболее полный разрез свиты составлен в бассейне р. Улагир [49]:

1. Серицит-кварцевые сланцы.....	115
2. Метапесчаники.....	25
3. Серицит-кварцевые сланцы.....	45
4. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	10
5. Серицит-кварцевые сланцы.....	25
6. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	85
7. Серицит-кварцевые сланцы.....	15
8. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	15
9. Серицит-кварцевые сланцы и метапесчаники переслаивающиеся.....	10
10. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава с прослоями (до 3 см) серицит-кварцевых сланцев в нижней части.....	30
11. Серицит-кварцевые сланцы.....	10
12. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	10

13. Метапесчаники.....	40
14. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	170
15. Серицит-кварцевые сланцы и метапесчаники переслаивающиеся.....	5
16. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	25
17. Серицит-кварцевые сланцы.....	5
18. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	100
19. Сланцы серицит-кварцевые.....	35
20. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	15
21. Серицит-кварцевые сланцы.....	75
22. Метапесчаники.....	5
23. Серицит-кварцевые сланцы с тонкими прослоями метапесчаников.....	5
24. Серицит-кварцевые сланцы.....	55
25. Метапесчаники.....	5
26. Серицит-кварцевые сланцы с тонкими прослоями метапесчаников.....	10
27. Метапесчаники и серицит-кварцевые сланцы переслаивающиеся.....	15
28. Метапесчаники.....	25
29. Серицит-кварцевые сланцы.....	15
30. Серицит-кварцевые сланцы с редкими прослоями метаморфизованных вулканитов пестрого состава.....	25
31. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава с прослоями (до 3 м) серицит-кварцевых сланцев в нижней части.....	40
32. Сланцы серицит-кварцевые и метаморфизованные вулканиты пестрого состава переслаивающиеся.....	20
33. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	20
34. Серицит-кварцевые сланцы.....	10
35. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава с единичными прослоями (до 1 м) серицит-кварцевых сланцев.....	10
36. Серицит-кварцевые сланцы.....	85
37. Метапесчаники с тонкими прослоями серицит-кварцевых сланцев.....	15
38. Серицит-кварцевые сланцы.....	20
39. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава.....	10
40. Серицит-кварцевые сланцы.....	55
41. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава с прослоем (2 м) серицит-кварцевых сланцев.....	120
42. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава с прослоями метапесчаников.....	155

Мощность 1 585 м.

Учитывая достаточно пестрый состав свиты, изменений его состава по простиранию установить не удалось. Наблюдения по элювиально-делювиальным развалам позволили установить большую насыщенность известняками мраморизованными северного крыла Чампулинской антиклинали по сравнению с южным. Особенно часто известняки встречаются на правом берегу р. Тукси выше устья р. Чампула.

В верхних частях разреза свиты преобладают желтовато-серые или светло-серые сланцы серицит-кварцевого состава по песчаникам (?), в которых при микроскопических исследованиях обнаруживаются реликты глинистого вещества и, в единичных случаях, реликтовые зерна кластического материала.

Еще одним характерным признаком свиты является интенсивно проявленная в породах пloyчатость. Породы сильно гофрированы по всей толще, кроме того, они смяты в систему мелких изоклинальных складок с незначительными тектоническими смещениями осевых плоскостей [17].

Вулканиты пестрого состава в разрезе свиты впервые установлены при проведении ГДП-200 в результате изучения химического состава пород. Полученные данные о пестром составе пород, ранее относившихся к метабазальтам, частично подтверждаются и петрографическими исследованиями.

Метаандезиты – массивные или слабо сланцеватые полосчатые породы темно-сиреневого цвета, состоящие из роговой обманки – 10 %, кварца – 5 %, биотита – 15 %. Вторичные минералы: эпидот – 15 %, серицит – 23 %, хлорит – 22 %, пелит – 20 %. Акцессорная минерализация представлена сфеном, занимающим до 2 % породы. Порода имеет лепидогранобластовую структуру, интенсивно замещена хлоритом, эпидотом и серицитом. Содержит до 20 % прожилков кварца. Вулканическое стекло девитрифицировано. По плоскостям сланцеватости развивается пелитовый агрегат черного и темно-серого цвета. Порода превращена в хлорит-тремолит-эпидотовый сланец с сохранившимся вулканическим стеклом.

Серицит-кварцевые сланцы – темно-серые тонкополосчатые породы с многочисленными послонными инъекциями кварца и обособлениями серицита в отдельных прослоях. Структура их гранолепидобластовая, лепидогранобластовая, гетеробластовая. В составе породы установлены: серицит, иногда мусковит (15–40 %), кварц (20–60 %). Иногда сланцы содержат хлорит (до 10 %), стильпномелан (до 5 %), альбит (до 5 %) и неполяризующееся вещество (до 7 %). В

небольших количествах отмечаются эпидот, актинолит, сфен, апатит, турмалин, гранат, гематит и рудный минерал. Альбит, в отличие от кварца, имеет всегда ровные и плавные края ксенобластов, в которых иногда встречаются включения эпидота и сфена.

Кварц-эпидот-серицитовые, кварц-хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые и кварц-серицит-актинолитовые сланцы, иногда магнетитсодержащие, являются метаморфизованными вулканитами разного состава. Они представляют собой тонкополосчатые ярко-зеленые, зеленовато-серые породы, сложенные кварцем (10–15 %), актинолитом (до 60 %), хлоритом (3–25 %), эпидотом (2–25 %), магнетитом (до 10 %), серицитом (1–7 %). В небольших количествах встречаются: апатит, сфен, плагиоклаз, турмалин, ортит и биотит. Структура пород порфириобластовая за счет выделений магнетита или эпидота с гранолепидобластовой основной массой. Для отдельных прослоев породы характерна гранобластовая структура. В разностях со значительным содержанием актинолита отмечается нематобластовая структура. Магнетитсодержащие сланцы содержат хорошо образованные кристаллы магнетита, расположенные согласно сланцеватости. При выветривании магнетит покрывается индигово-синей пленкой окислов и часто окружен оторочкой крупночешуйчатого хлорита. Амфибол, наряду с магнетитом, является для этих сланцев характерным минералом. Среди амфиболов резко преобладает актинолит, иногда встречается глаукофан, содержание которого достигает 15 %.

Известняки мраморизованные – тонко- или грубополосчатые, редко – массивные, сахаровидные породы. Полосчатость обусловлена различной (белой, серой и голубоватой) окраской, а чаще – полосчатым распределением минералов-примесей, представленных кварцем (до 7 %) и небольшими количествами мусковита, хлорита, сфена, эпидота, цоизита, роговой обманки и плагиоклазов. Мономинеральные кальцитовые разности характерны для небольших по мощности линз и прослоев. Структура известняков grano- и гетеробластовая, в полосчатых разностях обогащенных хлоритом и мусковитом – лепидогранобластовая. В случае преобладания в составе резко удлиненных зерен кальцита структура породы приближается к нематогранобластовой [48].

Генезис амфибол- и эпидотсодержащих сланцев трактовался по-разному. Часть исследователей [29, 34] считали их продуктами метаморфизма эффузивных пород основного состава. Тонкое чередование таких сланцев с известняками и слюдисто-кварцевыми сланцами, установленное на сопредельной с запада территории листа N-52-XXI, может свидетельствовать об их образовании в результате метаморфизма глинисто-мергелистых осадков или «загрязненных» известняков [54].

Изучение химического состава эпидот- и амфиболсодержащих сланцев позволяет отнести их к метаморфизованным базальтам, трахибазальтам, андезибазальтам, трахиандезибазальтам и андезитам. Породы нормального ряда преимущественно принадлежат к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4,21-54,57$), отдельные образцы имеют повышенные содержания K_2O и относятся к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,36-3,15$). Умереннощелочные разности относятся к натриевой и калий-натриевой сериям и имеют менее дифференцированные значения соотношения щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,57-18,32$). Соответственно по соотношению $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ породы нормального ряда относятся преимущественно к толеитам, а умереннощелочные – к известково-щелочным породам. Породы являются низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми ($\text{al}'=0,62-1,48$). Трахибазальты имеют несколько пониженную магнезиальность ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=1,88-3,25$), по сравнению с базальтами ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=1,33-2,83$). Содержания TiO_2 составляют в породах 1,04–2,95 %.

В геохимическом отношении базальты метаморфизованные незначительно обогащены, по сравнению со средним составом основных пород, крупноионными (Cs, Rb, Ba), высокоразрядными (Y, Th, U, Pb) и транзитными (V, Cr, Co, Ni, Zn) элементами, PЗЭ (Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Er, Tm, Yb). Наиболее сильно превышают средние содержания в этих породах концентрации Cs. Содержания высокоразрядных элементов (Zr, Hf, Nb) и Lu не достигают средних концентраций в основных породах.

Тренды распределения PЗЭ в метабазальтах показывают относительную обогащенность пород LREE, значение $(\text{La}/\text{Yb})_n=1,24-10,18$, в метатрахибазальтах этот коэффициент составляет 1,85–8,45. Несколько по-разному в породах разной щелочности распределены LREE и HREE. Соотношение $(\text{La}/\text{Sm})_n$ в метабазальтах составляет 0,68–3,05, а в метатрахибазальтах – 0,85–2,26. Коэффициент $(\text{Dy}/\text{Lu})_n$ в первых равен 1,33–2,01 и повышается в метатрахибазальтах – 1,49–3,02. В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,12-0,39$.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования метаморфизованных вулканитов с помощью диаграмм $\text{Ti}/\text{Y}-\text{Nb}/\text{Y}$ и $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ позволяет отнести их к базальтам островных дуг, содержащим унаследованную субдукционную компоненту. Точки составов пород на диаграмме $\text{MnO} \times 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ располагаются, в основном, в поле базальтов срединно-

океанических хребтов. Отдельные образцы отвечают толеитам островных дуг и щелочным базальтам океанических островов. Подобные же результаты получены при использовании диаграммы $K_2O \times 100 / (Na_2O + K_2O)$. Большая часть фигуративных точек составов пород располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов, значительная часть образцов отвечает составам базальтов океанических островов. Индикаторные соотношения Rb/Sr (0,01–0,87) и Sm/Nd (0,20–0,34) свидетельствуют о смешанной, мантийно-коровой природе метаморфизованных вулканитов теплоключевской свиты.

Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствуют об их накоплении в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами или континентальными островными дугами. На формирование осадков в преддуговых и задуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами, указывает расположение фигуративных точек на диаграмме Дж. Мейнарда $SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$. Распределение РЗЭ в этой группе пород свидетельствует об их образовании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований с присутствием более основных их разновидностей ($(La/Yb)_n = 5,21 - 11,59$), претерпевших частичное плавление в пределах земной коры ($Eu/Eu^* = 0,06 - 0,16$). Формирование осадков происходило на коре с низкой или средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков ($Eu/Sm = 0,16 - 0,22$). Величина Ce/Ce^* (0,04–0,11) позволяет предположить накопление осадков в непосредственной близости от зон спрединга.

Породы верхнеалгаинской подсвиты, гармаканской и теплоключевской свит в разной степени подвергнуты гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Достаточно широким распространением пользуются немасштабные тела кварцитов метасоматических. Отдельные их тела достигают мощности 400 м, протягиваясь по простиранию на расстояние до 8 км. Кварциты представляют собой массивные, редко – слоистые, средне- и мелкозернистые желтовато-белые, серые, розовато-желтые и коричневые породы. Слоистость определяется чередованием полос разной окраски. Наибольшим распространением пользуются слюдистые кварциты с лепидограно-, гетеро- или гранобластовой структурой. Состоят породы из кварца (70–90 %), серицита (до 20 %), биотита (5–12 %), эпидот-цоизита (до 12 %), нередко отмечаются: кальцит (3–5 %), гранат (3–5 %), магнетит (до 5 %). Меньшую роль играют хлорит, апатит, турмалин и плагиоклаз. Магнетит располагается тонкими прослоями, ориентированными под углом к сланцеватости. Реже встречаются мономинеральные и гематитсодержащие кварциты. Мономинеральные кварциты включают в себя редкие листочки серицита. Зерна кварца вытянуты в одном направлении почти перпендикулярно полосчатости, обладают резким облачным погасанием и характеризуются зубчатыми сочленениями.

Ранее отмечалось отсутствие закономерностей в распределении кварцитов по разрезам свит и делались предположения об их образовании в результате кремниевого метасоматоза в пределах тектонически ослабленных зон [47], однако кварциты неизменно включались в составы свит в качестве стратифицируемых образований. Наблюдения, проведенные в процессе доизучения, и тщательный анализ первичной документации предшественников позволили установить постепенные переходы от песчаников слабометаморфизованных через зоны окварцевания различной интенсивности к кварцитам, что позволяет считать последние метасоматическими образованиями.

Кварциты и приуроченные к ним зоны окварцевания пород перспективны в отношении золоторудной минерализации и могут являться источниками металла для образования россыпей золота.

К метасоматическим образованиям с некоторой долей условности принадлежат немасштабные зоны углеродизации, представленные графитизированными слюдисто-кварцевыми сланцами, приуроченными к зонам мелких разрывных нарушений. Примазки графита развиты на плоскостях зеркал скольжения и сланцеватости. Графитистое вещество занимает 5–10 % объема породы в графитсодержащих и 40–50 % в графитистых разностях сланцев и образует полосы различной мощности, реже равномерно рассеяно по всей площади шлифа. Графитизация наиболее широко проявлена в породах теплоключевской свиты и достаточно часто сопровождается сульфидизацией пород.

Участки графитизации и сопряженной с ними сульфидизации пород перспективны на выявление золоторудной и ртутной минерализации.

Верхняя возрастная граница свиты определяется прорыванием ее образований базальтами юрского тунгалинского комплекса. Нижняя граница возраста свиты геологическими методами не определена. Условно среднепалеозойский возраст теплоключевской свиты принят по аналогии с алгаинской и гармаканской свитами.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Имачинская свита ($D_{1-2}im$) выделена в районе ж.-д. станции Имачи Забайкальской железной дороги (лист N-51-XVI) в 1950 г. И. В. Лучицким и В. Н. Крестовниковым [31].

В пределах листа породы свиты развиты в виде непрерывной полосы субширотного простиранья, протягивающейся вдоль русла р. Нинни от устья руч. Встречный на западе до среднего течения р. Гимигин на востоке. Небольшой блок отложений свиты выявлен в береговых обнажениях левого борта нижнего течения р. Сагаян. Породы свиты занимают площадь около 35 км².

В структурном плане породы свиты выполняют ядро антиклинальной складки субширотного простиранья, крылья которой сложены отложениями ольдойской свиты. Нижняя граница свиты в районе не установлена. Вверх по разрезу известняки свиты сменяются согласно залегающими на них песчаниками ольдойской свиты.

Свита сложена известняками органогенными, песчаниками и алевролитами, иногда известковистыми.

Разрез свиты из-за крайне неудовлетворительной обнаженности составлен не был. Судя по элювиально-делювиальным развалам, преимущественным развитием пользуются известняки и песчаники мелкозернистые, очень редко – среднезернистые, серого и темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. Предположительно выше по разрезу залегают алевролиты известковистые с редкими глыбами известняков с обильными остатками кораллов. Завершается разрез известняками, насыщенными органическими остатками. Общая мощность свиты графически оценена на 400 м. Существенных изменений состава свиты по простиранью не наблюдается [49].

Известняки – серые неравнозернистые массивные породы с гранобластовой, участками органогенной структурой. Состоят исключительно из кальцита с органическими остатками, выполненными пелитоморфным или более мелкокристаллическим, чем в основной массе породы, кальцитом [49].

Песчаники – серые и темно-серые, иногда зеленоватые породы, с отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Состоят из мелких угловатых и полуокатанных обломков кварца и полевого шпата, в редких случаях содержат обломки кварцитов. Обломки занимают 45–65 % породы, остальная часть приходится на слабо серицитизированный кремнисто-глинистый или глинисто-кремнистый, в некоторых случаях карбонатно-глинистый цемент. Акцессорные минералы представлены эпидотом, сфеном, монацитом [49].

Алевролиты – темно-серые и черные слабо сланцеватые, иногда полосчатые, породы с алевроитовой или алевропелитовой структурой. Состоят из угловатых частиц кварца и очень редко – полевого шпата (25–55 %) и в разной степени серицитизированного глинистого вещества [49].

Накопление осадков свиты, предположительно, происходило в условиях неспокойного мелководья.

В качестве полезного ископаемого могут рассматриваться входящие в состав свиты известняки.

Возраст отнесенных к имачинской свите пород, установлен на основании определений остатков кораллов, брахиопод и криноидей, собранных в береговых обнажениях правого борта р. Нинни. Здесь В. Н. Дубатовым были определены табуляты: *Heliolites* ex gr. *porosus* (Gold.), *Squamofavosites mixtus* J. Dubat., *Pachyfavosites* ex gr. *polymorphus* (Gold.) [49]. Н. Я. Спаским в породах свиты установлены ругозы: *Tabulophyllum* ex gr. *rotundum* Spassky [49]. Г. П. Шишкиной определены брахиоподы: *Strophodonta amurensis* Jan. et Modz., *S. orientalis* Jan. et Modz., *Rhytistrophia* cf. *beckii* (Hall), *Camarotoechia* (?) sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. и криноидеи: *Decacrinus* ex gr. *musculus* Yelt. et Chyschyina [49]. На основании сборов органических остатков возраст имачинской свиты определен ранне-позднедевонским на уровне эмского–эйфельского ярусов.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Ольдойская свита ($D_{2-3}ol$) выделена в бассейнах рек Ольдой и Уруша (лист N-51-XXII) в 1935 г. В. З. Скороходом [31].

В пределах листа свита распространена в виде субширотно вытянутых полос севернее и южнее выходов пород имачинской свиты в долине р. Нинни. Наибольшие по площади выходы свиты установлены в среднем течении руч. Кирагин и в верховьях руч. Тангомен. Общая пло-

щадь, занятая породами свиты, составляет около 240 км².

Свита сложена с песчаниками полевошпат-кварцевыми, известковистыми, алевролитами, известняками.

Контакт ольдойской свиты с имачинской в районе непосредственно не наблюдался. Однако, учитывая сходные элементы залегания пород в близкорасположенных в долине р. Нинни коренных выходах пород разных свит, принимается согласное их залегание. Свита несогласно перекрыта отложениями, относящимися к типаринской свите раннекаменноугольного возраста.

Разрез свиты был составлен по линии канав в верхнем течении руч. Тангомен [50]:

1. Алевролиты с прослоями песчаников	40
2. Полевошпат-кварцевые песчаники	20
3. Алевролиты с прослоями (1–1,5 м) полевошпат-кварцевых песчаников.....	55
4. Известковистые песчаники с остатками брахиопод, мшанок и криноидей	45
5. Алевролиты с прослоями (1–3 м) полевошпат-кварцевых песчаников.....	160
6. Алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники, переслаивающиеся через 2–3 м.....	30
7. Полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями (0,2–0,3 м) алевролитов.....	40
8. Алевролиты полосчатые с прослоями (0,5–1 м) полевошпат-кварцевых песчаников	65
9. Полевошпат-кварцевые песчаники с остатками криноидей плохой сохранности	15
10. Алевролиты	25
11. Полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями (1–5 м) известковистых песчаников.....	35
12. Алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники, переслаивающиеся через 4–5 м.....	130
13. Алевролиты с прослоями (2–3 м) полевошпат-кварцевых песчаников.....	80
14. Алевролиты с редкими прослоями известковистых песчаников	65
15. Кварц-полевошпатовые песчаники	15
16. Алевролиты	45
17. Полевошпат-кварцевые песчаники с тонкими прослоями алевролитов	10
18. Алевролиты с редкими тонкими прослоями полевошпат-кварцевых песчаников	40
19. Известковистые песчаники	35
20. Алевролиты	60
21. Алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники переслаивающиеся	95
22. Полевошпат-кварцевые песчаники.....	10
23. Алевролиты	15
24. Известковистые песчаники	15
26. Алевролиты	45
27. Полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты переслаивающиеся.....	30
28. Алевролиты	40
29. Алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники	65
30. Алевролиты	65
31. Полевошпат-кварцевые песчаники.....	30

Мощность 1 420 м.

Для ольдойской свиты не характерны изменения состава по простиранию.

Судя по наблюдениям, проведенным преимущественно по элювиально-делювиальным развалам, преимущественным развитием в составе свиты пользуются полевошпат-кварцевые песчаники мелко-, реже – среднезернистые. Структура их псаммитовая равномернозернистая с обильным (до 30 %) базальным цементом серицит-кварцевого, кварц-слюдисто-пелитового, кварцево-железисто-серицитового состава. Среди слабоокатанных обломков отмечаются: кварц (до 50–70 %) и плагиоклаз (до 30 %). В обломках последнего иногда фиксируются полисинтетические двойники. В небольших количествах отмечаются обломки кальцита, биотита, сфена, циркона и рудного минерала [48].

Подчиненную роль в составе свиты играют известковистые песчаники – серые, серо-зеленоватые и серо-желтоватые породы с преобладающим размером полуокатанных и окатанных зерен 0,25–0,4 мм, представленных кварцем (50–70 %), плагиоклазом (10–15 %), калиевым полевым шпатом, биотитом, мусковитом, хлоритом, рудными минералами, цирконом, апатитом, турмалином, гранатом. Встречаются редкие обломки измененных изверженных пород, сланцев, роговиков. Цемент базальный, сравнительно редко – поровый, еще реже – нарастания. Состав цемента карбонат-серицит-кварцевый [48].

Крайне незначительно развиты кварц-полевошпатовые песчаники, в составе обломочного материала которых полевой шпат занимает до 60 %, а кварц – не более 40 %. В остальном, песчаники этой разновидности аналогичны полевошпат-кварцевым.

Алевролиты практически не отличаются от мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников и имеют близкий петрографический состав. Глинистый цемент занимает около 40 % объема породы [48].

Известняки – светло- и грязновато-серые среднезернистые породы, иногда содержащие органические остатки. Структура пород кристаллическизернистая с редко наблюдаемой линейной

ориентировкой вытянутых зерен кальцита. Отмечаются тонкие разноориентированные прожилки более позднего кальцита. Сложены кальцитом (до 95 %), отдельными зернами доломита, переотложенного кварца, пирита, мусковита, эпидота и пироксена.

На формирование осадков свиты в бассейнах, сопряженных с океаническими островными дугами, указывает расположение фигуративных точек составов на диаграммах М. Р. Бхатия. К подобному выводу приводит расположение точек составов пород и на диаграмме Б. Роузера и Р. Корша K_2O/Na_2O-SiO_2 . Составы пород свиты располагаются в пределах поля бассейнов, связанных с океаническими островными дугами.

Распределение РЗЭ в породах свиты свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований ($(La/Yb)_n=8,01-10,74$), претерпевших частичное плавление в пределах земной коры ($Eu/Eu^*=0,19-0,23$). Накопление осадков происходило на коре со средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков ($Eu/Sm=0,23-0,26$). Величина Ce/Ce^* ($0,11-0,12$) позволяет предположить образование осадков на незначительном удалении от зон спрединга.

Полезных ископаемых, связанных с породами ольдойской свиты, не выявлено.

Возраст пород определяется по собранным в пределах листа фаунистическим остаткам, определенных Г. Р. Шишкиной как: *Hexacrinus biconcavus* Yelt. et J. Dubat., *H. mammilatus* Yelt. et J. Dubat., *Pentagonocyclicus* ex gr. *imatschensis* Yelt. et J. Dubat., *P.* ex gr. *brevidentatus* Yelt., *P.* ex gr. *meditatus* Yelt., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A.* cf. *spinosa* Hall, *Spirifer?* *iowensis* (Owen), *Entrochus* ex gr. *dentatus* Quen., *E.* ex gr. *compresus* Quen., *Anthinocrinus* sp. (cf. *A.* ex gr. *petalatus* Yelt.), *Spinocyrtia* aff. *martianofi* (Stuck.), *Camarotoechia* sp., *Mucrospirifer* ex gr. *mucronatus* (Corn.), *Cyrtina* cf. *hamiltonensis* (Hall). По мнению Г. Р. Шишкиной, приведенный список фауны характерен для ольдойской свиты стратотипической местности, возрастной интервал для которой установлен на уровне живетского–низов франского ярусов [49]. На основании изложенного принимается средне-позднедевонский возраст ольдойской свиты, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Типаринская свита (C_{1tp}) выделена в бассейнах рек Бургали и Типара (лист N-51-XXII) А. И. Фрейдиным в 1960 г. [31].

Породами свиты в районе сложена полоса субширотного простирания, протягивающаяся от восточной границы района до водораздела рек Нинни–Улэгир–Кан и имеющая площадь около 90 км².

Свита сложена алевролитами, аркозовыми, туфогенными, известковистыми, пестроцветными песчаниками, аргиллитами, дацитами, риолитами, базальтами и их туфами, конгломератами, известняками.

Характерным картировочным признаком пород свиты является пестрая окраска алевролитов и песчаников. Свита несогласно перекрывает отложения ольдойской свиты средне-позднедевонского возраста. Часто в низах разреза свиты отмечаются конгломераты, в составе галек которых преобладают песчаники полевошпат-кварцевые, подобные таковым ольдойской свиты. Породы свиты прорваны гранитоидами гимигинского комплекса раннепермского возраста, что определяет ее верхнюю возрастную границу.

Наиболее полный разрез свиты составлен по линии канав в среднем течении р. Кирагин [50]:

1. Туфогенные песчаники мелко-среднезернистые.....	30
2. Известковистые песчаники с очень тонкими прослоями алевролитов	50
3. Алевролиты	20
4. Аркозовые песчаники с очень тонкими прослоями алевролитов	30
5. Алевролиты	15
6. Аркозовые песчаники	35
7. Алевролиты тонкополосчатые	20
8. Аркозовые песчаники с очень тонкими прослоями алевролитов	60
9. Алевролиты	10
10. Туфогенные песчаники	25
11. Риолиты слабометаморфизованные	40
12. Аркозовые песчаники	45
13. Песчаники	5
14. Дациты метаморфизованные	10

15. Аркозовые песчаники, в основании – туфы дацитов литокристаллокластические.....	10
16. Алевролиты тонкополосчатые с прослоями аркозовых песчаников.....	180

Мощность 600 м.

По простирацию изменения состава свиты выражены изменением количества и состава в разрезе метаморфизованных вулканитов, вплоть до их полного исчезновения.

Алевролиты – неравномерно и, в целом, слабо рассланцованные, реже массивные зеленые или серые породы с пепельным или голубоватым оттенками. Микротекстура пород обычно полосчатая, обусловленная чередованием прослоев, обогащенных обломочным материалом, с прослоями, в которых последний почти полностью отсутствует. Структура лепидогранобластовая, гранолепидобластовая с реликтами алевропелитовой и псаммоалевропелитовой. Кластический материал (5–15 % породы) представлен угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, листочками биотита, мусковита и обломками рудного минерала. Цемент перекристаллизован в серицит (30–60 %)-кварц (10–50 %)-эпидотовый (20–30 %) агрегат.

Песчаники – мелко-, реже средне- и в единичных случаях крупнозернистые светло-серые, зеленоватые с буроватыми или голубоватыми оттенками породы с поровым, реже – базальным, цементом, слагающим породу на 20–60 %. Текстура их массивная, реже – сланцеватая, в единичных случаях – полосчатая. Структуры пород алевропсаммитовые, псаммитовые, бластоалевропсаммитовые, бластопсаммитовые, до гранолепидобластовых и лепидогранобластовых с реликтами алевропсаммитовой и псаммитовой.

По составу плохо сортированного кластического материала выделяются аркозовые, туфогенные и известковистые разности, различающиеся количеством обломков кварца, содержание которого изменяется от 90 до 40 %. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (20–40 %) и микроклином (5–7 %). Встречаются чешуйки биотита и мусковита, зерна апатита, циркона, сфена и рудного минерала, единичные обломки гранитоидов и эффузивов среднего состава. В слабо измененных разностях хорошо виден первичный карбонатный цемент с небольшим количеством новообразований кварца, хлорита, эпидота и серицита. Обломки минералов остроугольны, очень редко – слабоокатаны.

Метаморфизованные вулканиты отличаются массивной текстурой и окраской разных тонов зеленого и зеленовато-серого цвета. Характерна пятнистая текстура, обусловленная скоплениями диаметром до 0,1 см вторичных темноцветных минералов. Структура порфировая с интерсертальной и апоинтерсертальной основной массой, сложенной беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены агрегатом мелкочешуйчатого хлорита, землистого эпидота, зернами кварца и кальцита. Порфировые вкрапленники на 10–20 % представлены плагиоклазом, меньшую роль играют кварц, роговая обманка и пироксен. Плагиоклаз в различной степени замещен эпидотом, серицитом, хлоритом и кальцитом. Роговая обманка опацифицирована, иногда полностью хлоритизирована и замещена минералами эпидот-цоизитовой группы. Пироксен почти полностью замещен хлоритом [34, 49].

Известняки – массивные мелкозернистые зеленовато-серые породы с лепидогранобластовой структурой. Кроме кальцита (до 60 %) в породе присутствуют мусковит (до 30 %), кварц (до 25 %), плагиоклаз (до 5 %). Встречаются незначительные количества хлорита, эпидота, цоизита, апатита и рудного минерала [34].

Породы свиты являются практически не метаморфизованными. В участках наиболее интенсивного рассланцевания алевролиты филлитизированы. Вулканогенные составляющие разреза свиты зеленокаменно изменены, предположительно в результате автометаморфизма.

Изучение химического состава метаморфизованных вулканитов позволило установить наличие среди них базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Они являются породами нормального ряда калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O=3,42-3,89$), умеренно- и высокоглиноземистыми ($al^*=0,92-1,55$). Магнезиальность пород не имеет прямой связи с составом пород ($FeO^*/MgO=1,30-1,53$).

Тренды распределения РЗЭ указывают на относительную обогащенность пород LREE, значение $(La/Yb)_n=4,07-13,73$ закономерно увеличивается от базальтов к риолитам. В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_n=0,28-0,06$, наиболее низкие значения коэффициента отмечены для риолитов, в породах более основного состава его значения составляют 0,23–0,28.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования вулканитов с помощью диаграмм $MnO \times 10 - TiO_2 - P_2O_5 \times 10$ и $Th/Yb - Nb/Yb$ указывает на их островодужную природу. Фигуративные точки составов этих пород на диаграмме Дж. Пирса и М. Норри $Zr/Y - Zr$ располагаются в поле базальтов внутриокеанических дуг. Индикаторные соотношения Rb/Sr (0,03–0,09) и Sm/Nd (0,18–0,23) свидетельствуют о коровой природе вулканитов типаринской свиты.

Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах

М. Р. Бхатия свидетельствует об их формировании в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами. На накопление осадков в задуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами указывает расположение фигуративных точек на диаграмме Дж. Мейнарда $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Распределение РЗЭ в этой группе пород свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований с присутствием более основных их разностей $(\text{La}/\text{Yb})_n=9,97$, претерпевших частичное плавление в пределах земной коры $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,11$. Формирование осадков происходило на коре с низкой проницаемостью для восходящих флюидных потоков $\text{Eu}/\text{Sm}=0,15$. Величина $\text{Ce}/\text{Ce}^*=0,09$ позволяет предположить, что осадконакопление происходило вблизи зон спрединга.

В пределах развития пород типаринской свиты выявлены вторичные потоки и ореолы рассеяния молибдена, никеля, хрома и золота.

Возраст отложений свиты определен сборами фаунистических остатков, осуществленных М. Т. Турбиным и Ю. С. Ляховкиным в бассейнах рек Нинни и Гимигин. Среди остатков были определены брахиоподы: *Chonetes ischimicus* Nal., *C. cf. kinghirica* Nal., *Camarotoechia peetzi* Tolm., *C. aff. laeta* (Kon.), *Pseudosyrinx cf. plenus* Hall и гастроподы: *Mourlonia cf. striata* (Sow.), *M. cf. conica* (Phillips). При проведении ГДП-200 в бассейне р. Тангомен были собраны остатки брахиопод, мшанок и криноидей, представленных *Pseudosyrinx keokuk* Weller, *Syringothyris hannibalensis* (Swallow), *Pentaridica carbonica* (Yelt.). Приведенный комплекс остатков, по заключению Г. В. Котляр, свидетельствует о раннекарбонном (турне-визейском) возрасте вмещающих их отложений. На основании этого принят указанный возраст типаринской свиты, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Джескогонская свита выделена в 1962 г. в пределах характеризуемого района (бассейн р. Уркан) М. Т. Турбиным [36].

В пределах листа породами свиты сложены две полосы, разделенные разрывными нарушениями северо-западного направления. Северная полоса с перерывами и смещениями протягивается в восточном направлении с водораздела Тукси–Уркан до границы района. Южная полоса пород свиты прослежена в северо-западном направлении от восточной рамки листа до среднего течения р. Четканда. Свита по литологическому составу традиционно подразделяется на две подсвиты [47].

Нижняя подсвита ($\text{C}_3d\check{z}_1$) закартирована на левобережье р. Уркан и на ее водоразделе с р. Тукси в пределах северного выхода пород джескогонской свиты. Также породы подсвиты развиты в верхнем течении р. Тукси и в средних течениях всех ее левых притоков. Площадь распространения подсвиты составляет около 150 км^2 .

Сложена подсвита преимущественно песчаниками расланцованными. Меньшую роль в ее составе играют алевролиты, конгломераты, гравелиты и брекчии мелкощебневые. Все породы подсвиты незначительно расланцованы.

Взаимоотношения отложений подсвиты с более древними стратифицируемыми образованиями в районе не установлены. В бассейнах рек Туги-Макит и Тукси установлено согласное перекрывание подсвиты отложениями верхнеджескогонской подсвиты.

Анализ геологического строения района развития пород нижнеджескогонской подсвиты, проведенный в процессе ГДП-200, позволил высказать предположение о тектоническом налегании (надвигании) ее отложений на породы Зея-Тунгалинской подзоны.

Наиболее полный разрез подсвиты составлен по береговым обнажениям в бассейне р. Уркан [47]:

1. Песчаники с прослоями (5–50 см) брекчий и гравелитов.....	15
2. Брекчии с прослоями (до 30 см) песчаников	5
3. Песчаники.....	10
4. Брекчии с прослоями (до 10 см) гравелитов и песчаников	5
5. Конгломераты	15
6. Брекчии с прослоями песчаников.....	5
7. Песчаники.....	30
8. Гравелиты и брекчии	5
9. Песчаники с прослоями (до 0,5 м) алевролитов	15
10. Песчаники.....	50
11. Песчаники с прослоями (до 0,8 м) алевролитов.....	15
12. Песчаники с прослоями (до 0,5 м) гравелитов и брекчий	35
13. Песчаники с редкими прослоями (до 0,3 м) алевролитов.....	60
14. Песчаники.....	10

15. Алевролиты с прослоями (до 2 см) песчаников	30
16. Песчаники	15
17. Алевролиты	5
18. Песчаники с редкими прослоями (до 1 м) алевролитов	35
19. Алевролиты	40
20. Песчаники	25
21. Алевролиты с прослоями (до 3 см) песчаников	5
22. Песчаники	15
23. Алевролиты	20
24. Песчаники с прослоями (до 10 см) алевролитов	30

Мощность 495 м.

В строении разреза подсвиты, в пределах северного ее выхода наиболее широко представлены песчаники. В верхней части они переслаиваются с алевролитами. По простиранию существенных изменений в строении разреза подсвиты, за исключением самых низов разреза, не установлено. Нижний горизонт относительно грубообломочных пород имеет в данном разрезе мощность около 90 м, при этом начинается он с мелкообломочных брекчий, обломки которых представлены алевролитами. В средней части разреза отмечаются конгломераты, в составе которых существенную роль играют гальки и валуны гранитов, гранодиоритов и кислых эффузивов, не встречаемых в пределах листа. Конгломераты в нижней части разреза подсвиты встречены в нижнем течении руч. Туги-Макит. По составу они отличаются от конгломератов р. Уркан. Редкие гальки представлены песчаниками, а цемент – их грубозернистыми разностями. Горизонт же в целом представлен переслаиванием тонких слоев брекчий с гравелитами и песчаниками [47]. Наличие брекчий может являться следствием тектонической переработки нижней части разреза подсвиты в процессе ее надвигания на подстилающие образования.

В строении подсвиты, в пределах ее южного выхода также преимущественно развиты песчаники разномзернистые с незначительно повышенной степенью динамотермальной переработки. По текстурно-структурным признакам они приближаются к сланцам серицит-полевошпатов-кварцевым, а прослой глинистого состава – к сланцам серицит-кварцевым. В нижней части разреза подсвиты встречаются гравелиты, состоящие из резко удлинённых частиц глинистого и кремнистого состава размером до 3 мм. В верхней части разреза встречаются редкие слои алевролитов филлитизированных [47].

Верхняя подсвита (C_3dZ_2) согласно перекрывает отложения нижней подсвиты и залегает южнее выходов нижнеджескогонской подсвиты на водоразделе Тукси–Уркан и севернее выходов нижней подсвиты в бассейне р. Тукси, подчеркивая в целом синклинальный характер сложенной породами джескогонской свиты структуры. В юго-восточной же части южного выхода пород джескогонской свиты четко выделяется Туксинская антиклиналь, крылья которой сложены породами верхнеджескогонской подсвиты. Породами подсвиты также сложен тектонический блок, протягивающийся из долины р. Сирик-Макит через верховья руч. Джескогон и среднее течение руч. Бочагор до восточной границы района. Общая площадь распространения пород подсвиты составляет около 200 км².

Сложена подсвита алевролитами филлитизированными с прослоями песчаников рассланцованных. Крайне редко встречаются известняки мраморизованные.

Взаимоотношение с нижнеджескогонской подсвитой наблюдалось в нескольких местах района. В истоках р. Уркан в зоне контакта подсвит наблюдается переслаивание песчаников и алевролитов с мощностью слоев от 1–2 до 50–60 см. Выше залегает слой алевролитов мощностью более 50 м, относимый к верхней подсвите. Нижний контакт подсвиты проводится по началу преобладания алевролитов над песчаниками [47].

Наиболее полный разрез подсвиты составлен по береговым обнажениям р. Четканда [47]:

1. Алевролиты и песчаники переслаивающиеся через 0,2–1,5 см	110
2. Песчаники	35
3. Алевролиты	95
4. Песчаники	20
5. Алевролиты	45
6. Песчаники и алевролиты переслаивающиеся	25
7. Песчаники	5
8. Алевролиты	20

Мощность 455 м.

Изменения состава подсвиты по простиранию незначительны и выражаются некоторыми вариациями мощностей слоев песчаников и алевролитов. Наблюдения за элювиально-делювиальными развалами позволили установить преобладание в составе подсвиты алевролитов

филлитизированных.

Песчаники рассланцованные – серые, зеленовато- или темно-серые, светло-желтоватые плотные мелко-крупнозернистые породы полимиктового состава с бластопсаммитовой структурой. Характеризуются крупноглыбовой или крупноплитчатой отдельностью. На 20–50 % состоят из угловатых, реже – слабо окатанных, зерен кварца и полевых шпатов размером 0,02–1,5 мм, содержат небольшое количество обломков алевролитов и на 50–80 % состоят из в различной степени перекристаллизованного базального, реже – порового, цемента. Состав цемента глинисто-кремнистый, при перекристаллизации переходящий в серицит-кварцевый агрегат. В последнем случае породы имеют бластопсаммитовую структуру с микролепидогранобластовой структурой цемента. В зонах наиболее интенсивного дислокационного метаморфизма песчаники практически превращены в серицит-полевошпат-кварцевые сланцы [48, 53].

Алевролиты филлитизированные – в различной степени сланцеватые породы от черного до темно-синеватого цвета плитчатой, тонкоплитчатой или брусковидной отдельности с шелковистым серицитовым блеском на плоскостях сланцеватости. Структура пород лепидогранобластовая, бластопелитовая, бластоалевритовая, бластоалевропелитовая, микролепидобластовая. В наименее филлитизированных разновидностях алевролитов развита алевропелитовая структура. Сложены породы мелкими чешуйками серицита и хлорита (30–40 %), глинистого материала и микрокристаллических агрегатов кварца и полевых шпатов (20–30 %). Редко встречаются в породах вторичные графит (до 20–60 %) и карбонат. Акцессорные минералы представлены эпидотом и турмалином [25, 42, 53].

Брекчии – серые и темно-серые породы, псеффитовый материал которых представлен, в основном, обломками алевролитов и реже – обломками кристаллов кварца. Обломки алевролитов в поперечном сколе имеют неправильную остроугольную форму, в продольном – линзовидную или пластинчатую. Размеры обломков варьируют от 0,1×0,4×1,5 до 1×6×15 см, а их количество в породе составляет 30–60 %. Заполняющее вещество представлено крупнозернистым песчаником [48].

Гравелиты отличаются от брекчий формой и размером обломочного материала, не превышающим в поперечнике 4 мм и большим количеством среди него обломков кварца. Обломки преимущественно имеют округлую форму при плохой степени окатанности [48].

Конгломераты сложены хорошо окатанными овальной формы гальками и валунами песчаников и алевролитов размером до 0,5 м. Обломочный материал отчетливо ориентирован длинными осями согласно общей сланцеватости вмещающих их песчаников. Цементирующая масса как бы обтекает, обволакивает обломочный материал. В гальках иногда встречаются светло-серые тонкозернистые лейкограниты, значительно карбонатизированные по трещинам. Сложены граниты кварцем, альбитом и вторичным карбонатом (около 5 %). Структура гранитов диаблостовая, характеризующаяся взаимными прорастаниями главных породообразующих минералов. Бластическая структура и состав гранитов предполагают их палингенно-анатектоидное происхождение [25].

Известняки – серовато-белые крупнозернистые и серые мелкозернистые полосчатые породы с порфиристо- и микрогранобластовой структурой, практически нацело сложенные кальцитом с полигональными очертаниями зерен. Встречаются кристаллы с совершенной спайностью. В виде незначительной примеси присутствуют полевой шпат и магнетит [42].

Химический состав пород свиты, обработанный с помощью диаграмм М. Р. Бхатия, свидетельствует об их формировании в различных геодинамических обстановках. Породы нижнеджедескогогонской подсвиты накапливались, вероятнее всего в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. Химический состав пород верхнеджедескогогонской подсвиты позволяет предположить их образование в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами. Обе обстановки накопления осадков характеризуются близкими в петрогенетическом плане областями питания, основными источниками сноса в них являлись кислые вулканы или гнейсы и граниты.

Распределение R3Э в этой группе пород также свидетельствует об их образовании за счет сноса преимущественно кислых магматических пород с присутствием более основных их разновидностей $(La/Yb)_n=4,59-12,93$, претерпевших частичное плавление в пределах земной коры $Eu/Eu^*=0,06-0,13$. Формирование осадков происходило на коре с низкой и близкой к средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков $Eu/Sm=0,15-0,23$. Величина $Ce/Ce^*=0,06-0,11$ позволяет предположить накопление осадков вблизи зон спрединга.

На отдельных участках породы свиты окварцованы и, возможно, ороговикованы, что придает породе более плотное сложение и темно-стальной оттенок. Породы при этом теряют плитчатую отдельность, в них появляются гнездообразные скопления микрокристаллического кварца и графита в серицит-хлорит-глинистой массе [53]. Графит представлен мельчайшими точечны-

ми выделениями, образующими прослой и линзы мощностью до 2 мм. Иногда графит тонко распылен в породе, окрашивая ее в черный цвет [25].

Полезных ископаемых, в связи с отложениями джескогонской свиты, не выявлено.

Возраст свиты практически не обоснован и принят позднекаменноугольным, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

Нектерская свита ($C_3?nk$) выделена в пределах изученного района (бассейн р. Талома) в 1963 г. М. Т. Турбиным [36].

Отложения свиты в плане совмещены с выходами пород джескогонской свиты. Наибольший по площади выход пород свиты в виде полосы северо-западного простирания прослежен от восточной рамки до Огоронской впадины. Породы свиты в пределах данного выхода слагают крылья Туксинской антиклинали. Выходы свиты на поверхность в этой части района ограничены с юга породами джескогонской свиты, а в северо-западной части – зоной Чампулинского разлома. Северной границей распространения пород нектерской свиты является Прихребтовый разлом. Севернее этого разлома расположен еще один выход пород свиты, с перерывом протягивающийся в северо-восточном направлении из верховьев руч. Чачогур до водораздела Джескогон–Нектер. Породы данного выхода моноклинально погружаются на юг, слагая южное крыло брахиформной синклинали, строение которой существенно осложнено разломами различной ориентировки.

Свита сложена алевролитами филлитизированными, базальтами метаморфизованными, песчаниками рассланцованными, известняками мраморизованными.

Граница между нектерской и джескогонской свитами проводится по кровле пласта песчаников мощностью 10–15 м, выше которого залегает мощная пачка алевролитов филлитизированных.

Наиболее полный разрез свиты составлен по р. Талома 1-я [48]:

1. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 1 см) песчаников.....	190
2. Базальты метаморфизованные.....	20
3. Алевролиты филлитизированные с редкими прослоями (до 5 м) базальтов метаморфизованных.....	80
4. Базальты метаморфизованные с редкими прослоями (до 4 м) алевролитов филлитизированных.....	50
5. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 0,5 м) базальтов метаморфизованных.....	20
6. Алевролиты филлитизированные.....	90
7. Алевролиты филлитизированные с будинированными прослоями песчаников рассланцованных.....	130
8. Алевролиты филлитизированные с тонкими прослоями песчаников рассланцованных.....	160
9. Базальты метаморфизованные.....	10
10. Алевролиты филлитизированные.....	10
11. Песчаники рассланцованные.....	60
12. Алевролиты филлитизированные.....	20
13. Базальты метаморфизованные.....	10
14. Алевролиты филлитизированные с мелкими будинами песчаников рассланцованных.....	20
15. Алевролиты филлитизированные с будинами базальтов метаморфизованных до 0,3–0,5 см в поперечнике.....	10
16. Песчаники рассланцованные.....	10
17. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 1,5 см) песчаников рассланцованных.....	170
18. Песчаники рассланцованные.....	20
19. Алевролиты филлитизированные.....	140

Мощность 1 220 м.

В южной части распространения состав свиты по простиранию почти не изменяется. По р. Нектер, руч. Мантурин и на водоразделе Сирик–Мантурин в разрезе незначительно увеличивается количество песчаников. В среднем течении нижнего левого притока р. Нектер и в истоках небольшого левого притока р. Таллома 1-я отмечаются линзы серых известняков мраморизованных мощностью около 15 м с неопределимыми остатками криноидей [48].

На северном склоне хр. Джагды существенную роль в составе свиты играют базальты метаморфизованные, количество слоев которых в восточном направлении уменьшается [48].

Алевролиты филлитизированные – черные, в различной степени сланцеватые породы с матовым блеском и четко выраженной в плоскости сланцеватости линейностью в виде штриховки и бороздчатости. Породы характеризуются тонкоплитчатой или брусчатой отдельностью, имеют бластопелитовую или бластоалевропелитовую структуры. В алевровитовых разностях присутствуют обломки кристаллов кварца, мелкие зерна лейкоксена, циркона, сфена и рудного минерала. При возрастании степени рассланцевания алевропелитовый материал почти полностью замещается мелкочешуйчатым серицитом (35–50 %), хлоритом (5–15 %) и мелкоагрегатным кварцем (40–50 %). Для таких пород характерны бластопелитовая или бластоалевровитовая структуры с участками микролепидобластовой.

Песчаники рассланцованные – желтовато-серые или серые неравномернозернистые, неясно-полосчатые породы. Текстура их плитчатая, грубосланцеватая, на плоскостях сланцеватости отмечаются мелкая бороздчатость и морщинистость, интенсивный блеск. Песчаники имеют бластопсаммитовую структуру. Сложены породы кварцем (55–80 %), альбитом (15–20 %) и серицитом (5–8 %). В небольших количествах присутствуют микроклин с веретенновидным строением, стильпномелан, мусковит и хлорит [48].

Базальты метаморфизованные – плотные неравномерно рассланцованные породы, окрашенные в зеленые тона, нередко инъецированные эпидотовыми прожилками фиолетово-зеленого цвета. Встречаются прослой вишнево-красных и сургучно-бурых с фиолетовым оттенком гематит-кварцевых пород со слабо выраженной сланцеватой текстурой, содержащих небольшой мощности прослой сланцев зеленого цвета. При наложении на породы метаморфизма более высокой степени в них проявляются полосчатые текстуры. Породы сложены хлоритом (50–60 %), эпидотом (15–30 %), альбитом (20–25 %) и актинолитом (5–20 %). Структура пород лепидогранобластовая, гранолепидобластовая, нематогранобластовая с элементами порфиробластовой [48].

Известняки мраморизованные – серые, светло- и темно-серые массивные, очень редко груболопосчатые, породы. Темно-серая окраска обусловлена незначительной примесью в породах глинистого вещества. Степень мраморизации известняков зависит, по-видимому, от их состава. Даже в пределах единого обнажения белые и светло-серые разности мраморизованы сильнее серых и темно-серых. Сложены породы различными по величине зернами кальцита с хорошо выраженной сложной двойниковой структурой. Структура пород пелитоморфная или мелко- до среднезернистой гранобластовая [48].

Изучение химического состава базальтов метаморфизованных позволило установить их принадлежность к породам нормального ряда натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4,19-89,0$). Породы характеризуются крайне низкими (0,03–0,69 %) содержаниями K_2O , а соотношение $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ позволяет отнести их к толеитовым базальтам. Базальты метаморфизованные являются умеренно- и высокоглиноземистыми ($\text{al}'=0,72-1,30$) породами, значение коэффициента ASI в них составляет 0,55–1,03. Магнезиальность пород изменяется незначительно ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=1,36-2,73$).

Тренды распределения РЗЭ указывают на слабую обогащенность пород LREE, значение $(\text{La}/\text{Yb})_n=1,14-1,25$. В породах резко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,08-0,20$.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования базальтов метаморфизованных с помощью диаграммы $\text{MnO} \times 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ указывает на их принадлежность к толеитам и андезитам океанических островов. В поле базальтов островных дуг расположены фигуративные точки составов этих пород и на диаграмме $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$. Индикаторные соотношения Rb/Sr (0,002–0,006) и Sm/Nd (0,31) свидетельствуют о формировании базальтов метаморфизованных нектерской свиты из материала мантии.

Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствуют о накоплении материала в бассейнах, сопряженных с континентальными (зрелыми) островными дугами. На накопление осадков в бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами указывает расположение фигуративных точек составов пород на диаграмме Дж. Мейнарда $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

Породы свиты на отдельных участках достаточно интенсивно окварцованы.

Полезных ископаемых, связанных с образованиями нектерской свиты, не выявлено.

Условно позднекаменноугольный возраст свиты принят на основании согласного перекрытия ее породами бочагорской свиты, содержащими органические остатки раннепермского возраста.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бочагорская свита (P₁b_с) выделена в пределах характеризуемого района (бассейн р. Бочагор) в 1964 г. М. Т. Турбиным [36].

Отложения свиты слагают ряд выходов, приуроченных к приосевой части хр. Джагды. Наиболее крупный выход пород свиты имеет клиновидную, расширяющуюся в восточном направлении, форму и расположен непосредственно в осевой части хребта. Южная граница этого выхода является, предположительно, стратиграфически согласной с образованиями нектерской свиты условно позднекаменноугольного возраста. С севера распространение пород свиты огра-

ничено надвидами, плоскости сместителей которых погружаются в южном направлении. В верховьях р. Тукси расположен еще один выход свиты, приуроченный с юга к зоне Прихребтового разлома. Южная граница отложений свиты с породами нектерской свиты считается согласной. В бассейне рек Сирик-Макит и Унья породами свиты сложены два тектонических блока, ограниченных с севера и юга надвидами с южным погружением плоскостей сместителей. Общая площадь развития пород свиты составляет около 330 км².

В состав свиты входят алевролиты филлитизированные, песчаники, метаморфизованные вулканиты пестрого состава и их туфы, кремнистые сланцы, руды гематит-магнетитовые и известняки.

Характерным картировочным признаком бочагорской свиты является наличие в ее составе метаморфизованных вулканитов пестрого состава, обладающих разнообразной окраской и структурно-текстурными характеристиками. Среди них встречаются массивные, полосчатые и миндалекаменные разности.

По имеющимся представлениям, свита согласно залегает на породах нектерской свиты. Границей между ними является подошва мощного горизонта метаморфизованных вулканитов пестрого состава [48]. В коренном залегании взаимоотношение указанных свит не наблюдалось. Учитывая достаточно широкое развитие на участках распространения вулканитов глыбовых развалов, данное взаимоотношение следует считать в некоторой мере условным.

В структурном плане породами свиты, по-видимому, сложено южное крыло синклинальной складки, строение которой нарушено многочисленными разрывными нарушениями.

Наиболее полный разрез свиты составлен по р. Бочагор М. Т. Турбиным в 1963 г., и в настоящее время он считается стратотипическим [36]:

1. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	40
2. Алевролиты филлитизированные	15
3. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	20
4. Алевролиты филлитизированные с линзами (до 10 см в поперечнике) метаморфизованных вулканитов пестрого состава и кремнистых сланцев	20
5. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава с будинированным прослоем (до 0,3 м) алевролитов филлитизированных	5
6. Алевролиты филлитизированные с прослоями (до 0,5 м) песчаников	35
7. Песчаники с редкими прослоями (до 5 см) алевролитов филлитизированных	20
8. Алевролиты филлитизированные	20
9. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	10
10. Алевролиты филлитизированные	15
11. Песчаники	10
12. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	25
13. Кремнистые сланцы	20
14. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	50
15. Кремнистые сланцы и метаморфизованные вулканиты пестрого состава переслаивающиеся	25
16. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	10
17. Кремнистые сланцы	20
18. Известняки	35
19. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	30
20. Известняки	35
21. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	55
22. Известняки	15
23. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	20
24. Известняки	25
25. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	15
26. Кремнистые сланцы	5
27. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	25
28. Кремнистые сланцы	10
29. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	20
30. Известняки	35
31. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава и сланцы кремнистые переслаивающиеся	25
32. Кремнистые сланцы	5
33. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава и сланцы кремнистые переслаивающиеся	25
34. Кремнистые сланцы	45
35. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	15
36. Кремнистые сланцы	10
37. Алевролиты филлитизированные с редкими прослоями (до 5 см) сланцев кремнистых	60
38. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава	25
39. Алевролиты филлитизированные	30

Мощность 925 м.

В нижней части приведенного разреза преобладают алевролиты филлитизированные, в средней его части значительным распространением пользуются известняки. Кремнистые сланцы развиты в средней и верхней частях разреза. Метаморфизованные вулканиты пестрого состава встречаются по всему разрезу. В целом для свиты характерно крайне невыдержанное по простиранию строение разрезов, выражающееся в изменении количественных соотношений метаморфизованных вулканитов пестрого состава, известняков и кремнистых сланцев. Учитывая результаты картирования по элювиально-делювиальным развалам, установлено преобладание в составе терригенных разностей пород.

Алевролиты филлитизированные – черные сланцеватые породы с матовым блеском и четко выраженной в плоскости сланцеватости линейностью в виде штриховки и бороздчатости. Имеют полосчатые, иногда будинированные текстуры и характеризуются тонкоплитчатой или брусчатой отдельностью. Структура пород бластопелитовая или бластоалевропелитовая. В породах присутствуют обломки кристаллов кварца, мелкие зерна лейкоксона, циркона, сфена и рудного минерала. При возрастании степени рассланцевания алевро-пелитовый материал существенно замещается мелкочешуйчатым серицитом (35–50 %), хлоритом (5–15 %) и мелкоагрегатным кварцем (40–50 %), а породы превращаются в отличающиеся более интенсивным блеском плоскостей сланцеватости. Для них характерно наличие участков с микролепидобластовой структурой [48].

Песчаники свиты петрографически не отличаются от аналогичных пород нектерской свиты.

Метаморфизованные вулканиты пестрого состава – плотные неравномерно рассланцованные породы, окрашенные преимущественно в зеленые тона разных оттенков. Встречаются разности серого, темно-серого, вишнево-красного и сургучно-коричневого цветов. Нередко породы инъецированы эпидотовыми прожилками фиштакково-зеленого цвета. Породы обладают массивными, сланцеватыми, полосчатыми, пятнистыми и миндалекаменными текстурами. По минеральному составу среди метаморфизованных вулканитов выделяются эпидот-альбит-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые, хлорит-эпидот-альбитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-кварц-актинолитовые разности. Наиболее распространенным минералом является хлорит, занимающий иногда 50–60 % породы, слагая основную ткань породы, в которой заключены другие минералы. Содержания эпидота достигают 30 %, альбита – 25 %, кварца – 12 %, количество актинолита составляет 5–20 %. В отдельных образцах содержится до 8 % магнетита, а в некоторых присутствуют сургучно-красные полосы, сложенные бурым железистым карбонатом и гематитом, мощностью до 4 мм. Структура метавулканитов лепидогранобластовая, гранолепидобластовая, немагнотгранобластовая с элементами порфиробластовой [48].

Кремнистые сланцы – светло-серые и белые, иногда с желтоватым оттенком, породы. По неровным плоскостям сланцеватости наблюдается матовый блеск, иногда переходящий в интенсивный шелковистый. Структура пород микрогранобластовая с участками микролепидогранобластовой. Состоят породы из кварца (до 70 %) и различных количеств серицита (10–55 %) и хлорита (10–20 %). В отдельных участках встречаются чешуи мусковита. Крайне редко в сланцах содержится до 10 % стильпомелана, слагающего лучистые и сноповидные агрегаты. Слюдистые минералы сконцентрированы в тончайшие полоски, придающие породам сланцеватость. В качестве аксессуарных минералов содержатся турмалин, сфен и гранат.

Известняки – белые, светло- или темно-серые массивные, практически нацело сложенные кальцитом породы, иногда имеют полосчатую текстуру и грубо рассланцованы. Темно-серая окраска обусловлена примесью глинистого материала. Белые разности являются несколько более мраморизованными, что, вероятно, связано с составом известняков. Известняки имеют пелитоморфную, гранобластовую, иногда мозаичную структуру. В содержащих фауну разностях наблюдаются участки с органогенной структурой [48].

Изучение химического состава вулканогенных составляющих разреза свиты впервые позволило выделить среди них метаморфизованные умереннощелочные пикриты и пикробазальты, базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты и трахидациты. По имеющимся данным среди метаморфизованных вулканитов преобладают умереннощелочные разности. Базальтоиды нормального ряда характеризуется значительными колебаниями соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2,07–29,6), что позволяет отнести их к калиево-натриевой и натриевой сериям. Среди умереннощелочных разностей также установлены породы калиево-натриевой и натриевой серий ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,82\text{--}78,00$). Наиболее высокие (14,33–78,00) значения коэффициента установлены в пикритах и пикробазальтах, его значения в остальных разностях пород составляют 1,82–5,19. Соответственно по соотношению $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ породы нормального ряда относятся к толеитам, а умереннощелочные, преимущественно, – к известково-щелочным и щелочным породам. Содержания окиси калия в них составляют соответственно 0,10–0,68 и 1,21–2,79 %, снижаясь в пикробазальтах и пикритах до 0,04–0,15 %. Вулканиты существенно различаются и по глино-

земистости. Породы нормального ряда являются низко- и умеренноглиноземистыми ($a_l'=0,53-0,95$). Трахибазальты и трахиандезитобазальты относятся к умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистым ($a_l'=0,75-2,65$) породам. Умереннощелочные пикробазальты и пикриты по глиноземистости близки породам нормального ряда ($a_l'=0,49-0,78$). Магнезиальность большей части пород не зависит от состава, за исключением отдельных образцов с аномально низкими (0,74–0,96 %) содержаниями MgO. Значения коэффициента FeO*/MgO составляют в основном 1,40–2,16. Умереннощелочные пикробазальты и пикриты имеют несколько пониженную магнезиальность ($FeO^*/MgO=2,13-3,73$).

В геохимическом отношении метаморфизованные базальтоиды незначительно обогащены, по сравнению со средним составом основных пород, P3Э: Ce (23–49 г/т), Pr (3–6 г/т), Gd (4–8 г/т), Tb (0,61–1,26 г/т), Dy (4–8 г/т) и Tm (0,23–0,51 г/т). Несколько более ярко проявлена обогащенность пород Co (29–41 г/т), Nb (7–19 г/т) и Be (0,56–1,16 г/т). Содержания транзитных: Sr (76–163 г/т), Cu (31–53 г/т) и Zn (44–79 г/т), крупноионных литофильных: Rb (18–25 г/т), Sr (266–410 г/т) и Ba (213–261 г/т), а также высокоразрядных элементов: Zr (18–35 г/т), Hf (0,70–1,16 г/т), Pb (0,69–3,06 г/т), Th (0,74–1,93 г/т) и U (0,12–0,23 г/т) не достигают средних концентраций в основных породах. Также породы характеризуются пониженными концентрациями Lu (0,19–0,30 г/т).

Тренды распределения P3Э в метаморфизованных базальтоидах показывают незначительную обогащенность пород LREE ($(La/Yb)_n=1,94-6,39$). Умереннощелочные пикриты и пикробазальты отличаются более слабой дифференциацией P3Э ($(La/Yb)_n=0,88-1,12$). Наиболее сильно обогащены LREE метаморфизованные трахидациты ($(La/Yb)_n=2,47-69,81$). В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_n=0,10-0,26$.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования метаморфизованных вулканитов с помощью диаграммы Ti/Y–Nb/Y указывает на возможное их формирование в пределах срединно-океанических хребтов или во внутриплитных условиях. Положение фигуративных точек составов этих пород на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb позволяет отнести их к базальтам островных дуг, содержащим унаследованную субдукционную компоненту. Для более детального разделения метаморфизованных базальтоидов, как островодужных образований, была использована диаграмма $MnO \times 10 - TiO_2 - P_2O_5 \times 10$. С ее помощью среди базальтоидов преимущественно выделяются толеиты и андезиты океанических островов. Отдельные образцы отвечают базальтам срединно-океанических хребтов и островодужным толеитам. Подобные же результаты получены при использовании диаграммы $K_2O \times 100 / (Na_2O + K_2O)$. Большая часть фигуративных точек составов пород располагается в поле калиевых андезитов океанических островов, часть образцов соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов. Индикаторные соотношения Rb/Sr (0,05–0,12) и Sm/Nd (0,23–0,29) свидетельствуют о коровой природе метаморфизованных базальтоидов бочагорской свиты.

Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствует об их формировании в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. На накопление осадков в задуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами указывает расположение большинства фигуративных точек на диаграмме Дж. Мейнарда $SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$. Отдельные образцы отвечают условиям накопления осадков в бассейнах пассивных континентальных окраин и в бассейнах, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами.

Распределение P3Э в этой группе пород свидетельствует о формировании осадков за счет сноса преимущественно кислых магматических образований с примесью продуктов дезинтеграции пород более основного состава ($(La/Yb)_n=3,33-13,72$). При этом в большинстве изученных образцов значение данного коэффициента превышает 8, что является свидетельством преобладания в сносимом материале кислых пород [7]. Сносившийся в бассейны материал претерпел частичное плавление в пределах земной коры ($Eu/Eu^*=0,10-0,22$). Накопление осадков происходило на коре с различной, от низкой до высокой, проницаемостью для восходящих флюидных потоков ($Eu/Sm=0,16-0,35$). Величина Se/Se^* (0,09–0,15) позволяет предположить формирование осадков в непосредственной близости от зон спрединга.

Породы свиты вблизи разноориентированных разломов окварцованы, иногда в них фиксируются кварциты метасоматические. Отложения свиты благоприятны для локализации золото-кварцевой минерализации. Кроме того, в качестве полезного ископаемого могут рассматриваться известняки.

Возраст отложений свиты установлен на основании определения кораллов и фузулинид. В аллювии ручья Бол. Ландырь в гальке известняка определены остатки кораллов *Rugosa*, характеризующие отложения не древнее карбона. В известняках водораздела Бочагор–Бол. Ландырь содержатся *Waagenophyllum* cf. *magnificum* Douglas, *Triticites* ex gr. *parvulus* (Schellw.), *T.* cf.

contractus Schell., *Pseudofusulina parva* Raus. et Bell., характерные для ранней перми [48]. На основании изложенного принимается раннепермский возраст образований бочагорской свиты, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские терригенные образования участвуют в строении разрезов Унья-Бомской подзоны Западно-Джагдинской зоны АОСС, где представлены амканской и курнальской свитами среднеюрского возраста и Деспского наложенного прогиба, расположенного в пределах Октябрьского блока АММ. В пределах прогиба выделены поздне триасовая наптаргинская и среднеюрская багоноская свиты. Раннемеловые отложения развиты в крайних юго-восточной и северо-западных частях района. Первые отнесены к талданской свите, вторые – к вангинской свите.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Наптаргинская свита (T_3np) выделена на водоразделе Десп–Мал. Калахта (лист N-52-XXI) в 1962 г. В. В. Шихановым [36].

Отложения свиты в виде полосы субширотного простирания протягиваются практически от западной рамки листа до среднего течения р. Оногох, занимая площадь около 170 км².

Свита сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами.

Северной границей распространения свиты является ее стратиграфически несогласный контакт с ранне-среднедевонскими и средне-позднедевонскими фаунистически охарактеризованными отложениями имачинской и ольдойской свит. Контакты свиты с девонскими отложениями в коренном залегании не наблюдались, но по делювиально-элювиальным развалам вдоль контакта практически всюду фиксируются гравелиты, песчаники грубозернистые и конгломераты. В гальке песчаников известковистых из конгломератов содержатся остатки криноидей и брахиопод плохой сохранности, имеющих девонский облик. Это позволяет считать, что наптаргинская свита несогласно залегает на девонских образованиях. Выше по разрезу отложения свиты с разрывом перекрыты отложениями, относимыми в настоящее время к багоносской свите средней юры. В бассейне верхнего течения р. Нинни установлено ороговикование отложений свиты ультрабазитами ниннинского комплекса [34].

В структурном плане в пределах района обнажено северное крыло крупной синклинали складки субширотного простирания, южное крыло которой срезано Нинни-Сагаянским разломом, ограничивающим с юга распространение свиты.

Разрез свиты составлен по линии канав, пройденных в бассейне одного из верхних левых притоков р. Нинни [49]:

1. Песчаники.....	70
2. Алевролиты с редкими тонкими прослоями песчаников.....	30
3. Песчаники с прослоями (до 15 см) алевролитов.....	65
4. Гравелиты.....	25
5. Песчаники.....	55
6. Алевролиты с редкими маломощными прослоями песчаников.....	25
7. Песчаники.....	55
8. Алевролиты с тонкими прослоями песчаников.....	25
9. Песчаники.....	40
10. Алевролиты с редкими маломощными прослоями песчаников.....	15
11. Конгломераты с прослоями (до 1 м) гравелитов и песчаников.....	80
12. Песчаники с прослоями (до 1 м) конгломератов и алевролитов.....	130
13. Конгломераты с прослоями (до 2 м) песчаников и алевролитов.....	45
14. Песчаники, переходящие в гравелиты с маломощными прослоями конгломератов.....	40
15. Конгломераты с прослоями (до 5 м) песчаников.....	95
16. Песчаники, иногда переходящие в гравелиты.....	115
17. Конгломераты с прослоями (до 7 м) песчаников.....	45

Мощность 955 м. В данном разрезе, предположительно, отсутствует нижняя грубообломочная часть свиты и общая мощность свиты с учетом срезанной части оценивается в 1 000 м [49].

Для свиты характерен хорошо выдержанный по простиранию состав. Исключением являются конгломераты, мощность слоев которых существенно изменяется, вплоть до полного выкли-

нивания.

Песчаники – серые с зеленоватым или желтоватым оттенком мелко-, средне- и крупнозернистые полимиктовые породы с псаммитовой структурой и слабо выраженной сланцеватой текстурой. Кластический материал сложен угловатыми и слабо окатанными зернами кварца, полевых шпатов и обломками риолитов, метаморфизованных базальтов и алевролитов. Обломки пород составляют около 15 % кластического материала. Цемент (40–50 % породы) кремнистый или глинисто-кремнистый, слабо перекристаллизованный с новообразованиями серицита, иногда хлорита и мелких субпараллельно ориентированных кристаллов кварца. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином и лейкоксеном. Встречаются песчаники аркозовые, отличающиеся от полимиктовых отсутствием обломков пород [49].

Алевролиты – черные и темно-серые слабо рассланцованные породы, нередко с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием алевролитовых прослоев с песчаными мощностью до 5 мм. Структура алевритовая с участками алевропсаммитовой. Кластический материал (15–25 % породы) представлен угловатыми зернами кварца и очень редко – плагиоклаза. Цемент глинистый, базального типа, частично перекристаллизован в агрегат серицита, хлорита и мелкозернистого кварца. Акцессорная минерализация представлена цирконом, апатитом, гранатом, сфеном [49].

Гравелиты – серые, желтовато- или темно-серые с бурым оттенком породы с массивной, реже слоистой текстурой. Структура их псефитовая или псаммитовая неравномернозернистая. Цемент занимает 10–80 % породы и сложен полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками. Псефитовый и псаммитовый материал представлен угловатыми, полу- и хорошо окатанными обломками кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, рудного минерала, алевролитов, кварцитов, полимиктовых песчаников, сланцев разнообразного состава, пегматоидных гранитов, вулканитов кислого состава и туфов [34].

Конгломераты – серые и зеленовато-серые породы, сложенные хорошо окатанными гальками размером 2–12 см и валунами удлиненной до 0,5 м формы. Длинные оси галек и валунов ориентированы, как правило, согласно с неравномерно проявленной сланцеватостью. В распределении галек в разрезе свиты не наблюдается закономерностей и, наряду с участками скопления обломков, наблюдаются места с их небольшим количеством. Обломочный материал сцементирован грубозернистым песчаником, придающим породе монолитное строение. Соотношение цемента и псефитового материала различно, но наиболее типично их равное количество. Гальки представлены преимущественно катаклазированными мелко-среднезернистыми, порфириновидными гранитами, риолитами, метаморфизованными базальтами, диоритами, встречаются плоские и эллипсовидные гальки песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев [46, 49].

Химический состав пород свиты свидетельствует о накоплении их в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами, что установлено при использовании диаграмм М. Р. Бхатия. На образование осадков в преддуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами, указывает расположение фигуративных точек составов пород на диаграмме Дж. Мейнарда $SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O$. Возможность накопления осадков свиты вблизи вулканических дуг косвенно подтверждает наличие в кластическом материале песчаников обломков эффузивных пород.

Распределение РЗЭ свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований с существенной примесью пород более основного состава $(La/Yb)_n=8,37$ и $(Gd/Yb)_n=97$, претерпевших частичное плавление в пределах земной коры $Eu/Eu^*=0,15$. Накопление осадков происходило на коре со средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков $Eu/Sm=0,21$. Величина $Ce/Ce^*=0,08$ позволяет предположить формирование осадков вблизи зон спрединга.

Связанных с отложениями свиты полезных ископаемых не выявлено.

Возраст свиты определяется на основании находок фауны в приустьевой части р. Налдынини и по верхним левым крупным притокам р. Нинни. Здесь, по определению Е. П. Брудницкой, в породах свиты содержатся: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *lingua* Kipar., *M. cf. jacutica* Tell., *M. scutiformis* Tell. [49]. Песчаники и гравелиты бассейна р. Оногох, по определению Е. П. Брудницкой, содержат: *Pentacrinus* sp., *Spiriferina* sp., *Terebratula* sp., *Monotis* sp., *Pecten* sp. [50]. Приведенный комплекс органических остатков дает основание принять возраст наптаргинской свиты на уровне норийского яруса позднего триаса, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Багоноская свита (J_2bg) выделена на правобережье руч. Багоно (лист N-52-XXVI) Р. Т. Хоменко и Я. Н. Жиличем в 1990 г. [31].

Породы свиты распространены в юго-восточной части листа на левобережье р. Сагаян, где занимают площадь около 75 км². Также породами свиты сложен небольшой тектонический блок в крайней западной части района, приуроченный с севера к Нинни-Сагаянскому разлому.

Свита сложена песчаниками, алевролитами, пачками их тонкого ритмичного переслаивания, песчаниками туфогенными, линзами гравелитов и конгломератов.

В бассейне р. Оногох свита несогласно налегает на отложения наптаргинской свиты позднего триаса, а в междуречье Кирагин–Тангомен аналогично соотносится с образованиями ольдойской и типаринской свит Гагско-Сагаянской СФЗ. При этом в бассейне р. Кирагин на отложениях ольдойской свиты залегают мелкогалечниковые конгломераты, постепенно переходящие в гравелиты и песчаники. На юге отложения свиты по зоне Нинни-Сагаянского разлома граничат с раннемеловыми отложениями, отнесенными к талданской свите.

Площадь распространения пород свиты характеризуется очень плохой обнаженностью. Лишь искусственные выемки вдоль трассы железной дороги позволили при проведении ГДП-200 составить разрез свиты:

1. Песчаники.....	30
2. Алевролиты с невыдержанным по простиранию прослоем (20 м) песчаников.....	240
3. Песчаники с прослоем (15 м) в нижней части алевролитов.....	310
4. Переслаивание (через 3–10 м) песчаников и алевролитов.....	45
5. Песчаники.....	420
6. Алевролиты.....	25
7. Песчаники.....	85
8. Алевролиты.....	15
9. Песчаники.....	75
10. Алевролиты.....	60
11. Песчаники.....	60
12. Алевролиты.....	85
13. Песчаники.....	80

Мощность 1 530 м.

Литологический состав свиты по простиранию достаточно однороден. Свита преимущественно представлена песчаниками полимиктовыми тонко- и мелкозернистыми с прослоями алевролитов и редкими маломощными линзами конгломератов и гравелитов, приуроченными, преимущественно, к низам разреза. Характерной чертой песчаников свиты является их пятнистый облик, обусловленный присутствием мелких обособлений глинистого состава линзовидной или неправильной формы. Часто в песчаниках отмечается полосчатость, обусловленная чередованием прослоев мелко- и тонкозернистого сложения. В пятнистых песчаниках отмечаются редкие невыдержанные слои песчаников кварц-полевошпатовых и туфогенных.

Песчаники, несмотря на существенные макроскопические различия в цвете, структуре и текстуре, имеют сходный состав кластического материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, слюдами и обломками пород в различных количественных соотношениях. Характерен кварц-серицитовый с примесью хлорита и хлоритизированного биотита базальный, с участками порового, цемент. Крайне редко отмечается коррозионный тип цемента. Цемент занимает в песчаниках 40–60 %. В туфогенных песчаниках пирокластический материал представлен остроугольными, рогульчатыми и серповидными обломками кварца, плагиоклазов и округлыми обломками эффузивов. Содержание пирокластического материала достигает 20 % [50]. Акцессорные минералы в песчаниках представлены зернами сфена, циркона, монацита, турмалина, эпидота и лейкоксена [50].

Алевролиты состоят из кластических зерен кварца (15–20 %), плагиоклазов (10–15 %), обломков пород (5–7 %), редких чешуек хлоритизированного биотита и базального глинистого цемента, в различной степени перекристаллизованного в хлорит-серицит-кварцевый агрегат. Структура пород алевролитовая или псаммоалевролитовая, текстура сланцеватая, нередко полосчатая. Акцессорные минералы представлены зернами сфена, турмалина, лейкоксена, монацита и ильменита.

Конгломераты характеризуются невыдержанностью состава псефитового материала. Он может быть представлен как исключительно гальками алевролитов филлитизированных, так и иметь весьма пестрый состав. В последнем случае гальки и валуны представлены песчаниками

полимиктовыми и кварцитовидными, алевролитами филлитизированными и эффузивами кислого состава. Степень окатанности галек зависит от их состава, но, в общем, гальки хорошо окатаны, за исключением эффузивов и алевролитов филлитизированных. Заполняющим веществом служит песчаник полимиктовый грубозернистый с кварц-серицитовым цементом. Соотношение псефитового материала к цементу составляет 3:1 [50].

Полезных ископаемых, связанных с отложениями свиты, не выявлено.

Ранее в песчаниках полимиктовых были обнаружены органические остатки, определенные Е. П. Брудницкой как *Modiolus czekanowskii* Lah., что дало основание для отнесения пород к байосскому ярусу средней юры [50]. При проведении ГДП-200 были проведены дополнительные сборы органических остатков, изучение которых было проведено В. А. Гавриловой. В результате были выделены два комплекса двустворок. В состав первого комплекса входят *Mytiloceramus anilis* (G. Pcelinceva), характерные для зоны *Mytiloceramus obliquus* позднего аалена Дальнего Востока. Второй комплекс представлен остатками *Mytiloceramus* ex gr. *morii* (Hayami), *M. ex gr. lucifer* (Eichwald), *M. ex gr. ussuriensis* (Vor.). Указанные формы на Дальнем Востоке характерны для отложений позднего аалена–раннего байоса. На основании этого возраст багоносской свиты принят позднеааленским–раннебайосским.

Схема стратиграфии Унья-Бомской подзоны в результате анализа материалов предшественников и проведенных полевых работ при ГДП-200 претерпела существенные изменения, по сравнению с легендой Тугурской серии листов [36].

Принятое в легенде положение курнальской и амканской свит изменено на обратное. До начала проведения ГС-200 при мелкомасштабных геологосъемочных и детальными поисковыми работами все исполнители в схемах стратиграфии помещали флишоидные образования, позднее отнесенные к амканской свите, ниже существенно песчаниковых отложений, выделенных позднее в курнальскую свиту.

При проведении ГС-200 в бассейне р. Унья песчаниковые образования, уже относившиеся к курнальской свите, считались раннепермскими, а флишоидные (амканская свита) относились к раннему–среднему карбону. При этом в курнальской свите был выделен базальный горизонт конгломератов и показано несогласие между породами амканской и курнальской свит [48].

При составлении Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 первого издания М. Т. Турбиным была принята схема стратиграфии, в которой амканская свита была помещена выше курнальской, а возраст свит был принят уже ранне-среднекарбонным и основывался на остатках спор и пыльцы. В объяснительной записке к указанной карте отмечается, что согласное залегание свит именно в таком порядке установлено на площади листа N-52-XXIII. Однако в отчетах о ГС-200 территории указанного листа отмечается наличие вблизи контакта этих свит горизонта конгломератов с максимальной мощностью 70 м, который уже включен в разрез амканской свиты [39].

В вышедшей позднее монографии породы указанных свит отнесены к ранней юре на основании обнаружения в породах курнальской свиты, в восточной части листа N-52-XXIII, остатков криноидей, определенных как *Pentacrinus cf. subangularis* Mill., характерных по заключению Р. С. Елтышевой и Е. П. Брудницкой для раннего и среднего лейаса. В стратиграфической колонке курнальская и амканская свиты были отнесены к геттангу–синемюру и синемюру–плинсабаху, соответственно [5]. В решениях IV ДВ МРСС в 1990 г. курнальская свита характеризуется остатками *Seirocrinus cf. subangularis* Mill. и относится к плинсабаху, а амканская свита перемещается в байос. Указанные органические остатки не являются руководящими для раннеюрских отложений. Известны находки *Seirocrinus cf. subangularis* Mill. в среднеюрских отложениях среднеассынской подсвиты Нимеленской подзоны АОСС [36]. На территории ФРГ аналогичные остатки собраны в ранне-позднеюрских отложениях.

В утвержденной легенде Тугурской серии листов обе свиты датируются ранней юрой и указывается на местоположение стратотипов этих свит в пределах листа N-52-XXIII [36], что значительно удалено от места их первого описания. Стратотипы свит привязаны к месту сбора остатков раннеюрских криноидей в туфогенных песчаниках, считавшихся подобными песчаникам курнальской свиты.

В процессе проведения ГДП-200 была предпринята попытка сопоставления разрезов курнальской свиты, составленных в бассейнах рек Унья и Бом с разрезами отложений, относимых к этой свите, составленными восточнее, в бассейне р. Нора. В пределах листа N-52-XXII и в бассейне р. Бом разрез свиты на 85–90 % сложен разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, размер зернистости которых увеличивается в направлении с северо-запада на юго-восток. В песчаниках содержатся редкие прослои алевролитов, в различной степени филлитизированных. В бассейне р. Нора курнальская свита отличается грубым чередованием в разрезе пачек песчаников мощностью 200–600 м и алевролитов мощностью 150–200 м. В средней части этого

разреза выделена пачка песчаников туфогенных и алевролитов мощностью 550–700 м, содержащих органические остатки *Seirocrinus cf. subangularis* Mill. [29, 52]. Стратиграфическое положение этой пачки обосновано достаточно слабо. Нельзя исключать возможность наличия в районе раннеюрской толщи вулканогенно-терригенного состава, распространенной в бассейне р. Нора и ошибочно отнесенной к курнальской свите.

При проведении ГДП-200 на площади листа N-52-XXI в алевролитах амканской свиты (пробы отбирались из наиболее мощных их прослоев) выявлены фораминиферы ааленского возраста.

Приведенные сведения о различных точках зрения на возраст характеризуемых свит свидетельствуют о его абсолютной неопределенности. Принимая это во внимание, следует заметить, что наиболее спорным, проблемным и важным в данном случае является вопрос стратиграфического положения и характера контакта между курнальской и амканской свитами.

В отчетах о результатах геологосъемочных работ содержатся сведения о согласном [35, 39], тектоническом [29] и несогласном [45, 48] взаимоотношениях этих свит.

Описанный согласный контакт на всем своем протяжении трассируется горизонтом своеобразных пород, относившихся А. А. Майбородой, В. В. Ольковым, М. Т. Турбиным и В. А. Степановым к конгломератам. Более поздние тематические исследования [9] и наблюдения при ГДП-200 позволили достоверно установить тектоническую (динамическую) природу этих образований и более широкое их развитие в пределах листа N-52-XXII. Данные образования представляют собой хаотический комплекс зон шарьяжа и надвигов.

В отчете о результатах АФГК-50 [29] указано, что свиты на большей части распространения граничат по зоне разлома. Однако авторами в береговых обнажениях р. Нора наблюдался и согласный контакт между свитами. В приконтактной зоне в свитах отмечен ряд мелких запрокинутых к северу асимметричных складок, но зеркало складчатости полого погружается к югу. На водоразделе Курум–Елань граница между свитами сорвана. Сланцеватость и слоистость в породах свит погружаются к югу, а зеркало складчатости наклонено к северу. Здесь в поперечных срезах образцов из подошвы амканской свиты наблюдались текстуры взмучивания и оползания. Учитывая распространение свит в плане (амканская свита развита южнее курнальской), последнее может косвенно свидетельствовать о погружении амканской свиты под курнальскую.

Выводы о несогласном залегании песчаников курнальской свиты на флишоидах амканской, установленном по результатам ГС-50 в бассейне р. Унья [45], требуют некоторого пояснения. На большей части закартированной территории контакт между свитами представлен хаотическими образованиями зоны надвига. Значительный интерес представляют данные В. А. Степанова о том, что в одном из пересечений, на правом берегу р. Унья, вскрытый контакт представлен маломощным (20–50 м) слоем гравелитов, сменяющимися выше по разрезу песчаниками курнальской свиты.

Подобные взаимоотношения пород наблюдались и при проведении ГС-50 на площади листа N-52-XX. Здесь на отложениях пачки переслаивающихся песчаников и алевролитов залегает толща с преобладанием в составе песчаников [19].

Приведенные ниже при характеристике свит особенности химического состава алевролитов амканской и курнальской свит дают основания считать их членами единого цикла осадконакопления. Литологические различия в составе свит объясняются сменой режима осадконакопления в едином седиментационном бассейне. В формационном плане породы амканской свиты относятся к флишоидной формации, а курнальская свита представляет собой образования нижней молассы. Рассматривая особенности развития крупных тектонических структур, как с классической геосинклинальной точки зрения, так и применяя литогеодинамический анализ с позиций новой глобальной тектоники, сложно предположить залегание флишевых (турбидитовых) толщ на отложениях нижней морской молассы (проксимальные турбидиты).

В легенде Зейской серии Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000, в основном на основании результатов ГС-50 [19], вместо амканской и курнальской свит выделены крутогонская толща и дессовская свита, впервые описанные В. В. Шихановым на площади листа N-52-XXI [31]. Отложения этих подразделений практически непрерывно протягиваются в северо-восточном направлении на территорию листа N-52-XXIII, включая районы выделения амканской и курнальской свит. Учитывая правило приоритета и то, что амканская и курнальская свиты выделены на площади листа N-52-XXII, приняты их названия, а их положение в стратиграфической схеме изменено, амканская свита считается подстилающей для курнальской.

Амканская свита (J_2am) выделена в восточной части листа N-52-XXII в 1963 г. М. Т. Турбиным [35]. Стратотип свиты, по современным представлениям, располагается в бассейне р. Аняки на площади листа N-52-XXIII [36].

Отложения свиты слагают полосу субширотного простирания, протягивающуюся от Огоронской впадины через верховья рек Уркан, Сирик-Макит и Унья за восточную границу района. Породами свиты также сложен тектонический покров, расположенный на водоразделе Тукси–Сирик-Макит. В долине р. Уркачан закартирован еще один небольшой выход пород свиты. Площадь, занятая породами свиты, составляет около 455 км². Внешним контуром распространения пород амканской свиты является зона Тында-Уньинского шарьяжа.

Свита сложена алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Характерной особенностью свиты является широкое развитие в ее составе пачек тонкого и ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников (терригенный флиш).

Нижняя граница свиты в пределах листа не установлена. Выше по разрезу на правобережье р. Унья ее отложения через горизонт гравелитов сменяются песчаниками курнальской свиты. Значительная часть протяженности границ указанных свит представлена тектоническим меланжем, приуроченным к надвигам с северным погружением плоскостей сместителей. В районе Огоронской впадины и в бассейне р. Уркачан отложения свиты по зоне Тында-Уньинского шарьяжа надвинуты на образования теплоключевской свиты условно среднепалеозойского возраста. На водоразделе Тукси–Сирик-Макит отложения свиты шарьированы на породы джекогонской свиты в виде субгоризонтально залегающего покрова. На сопредельной с запада территории (лист N-52-XXI) наблюдалось прорывание алевролитов свиты субвулканическими образованиями дессовского комплекса среднеюрского возраста и малыми телами гранодиоритов раннемелового буриндинского комплекса.

В структурном плане породами свиты, в северо-западной части ее распространения, сложены крылья запрокинутой на северо-запад синклинали. На правобережье р. Мал. Джега зафиксирован фрагмент антиклинали второго порядка, ядро которой сложено породами амканской свиты. Наиболее крупный выход пород свиты представляет собой тектонический блок, в пределах которого широко проявлены складки разных порядков, для которых установлено запрокидывание в северном направлении [45, 47 и др.].

Наиболее полный разрез свиты составлен по береговым обнажениям р. Амкан [45]:

1. Песчаники с прослоями алевролитов	260
2. Переслаивание (0,3–1,5 см) алевролитов и песчаников	125
3. Алевролиты с прослоями песчаников	35
4. Песчаники с прослоями (до 2 см) алевролитов	35
5. Переслаивание (0,3–3 см) алевролитов и песчаников	125
6. Песчаники с прослоями (до 3 мм) алевролитов	80
7. Алевролиты с прослоями песчаников	140
8. Песчаники с прослоями (до 3 мм) алевролитов	190
9. Песчаники	120
10. Переслаивание (4–5 см) алевролитов и песчаников	35
11. Песчаники с прослоями (до 3 мм) алевролитов	35
12. Переслаивание (3–5 см) алевролитов и песчаников	220

Мощность 1 400 м.

Свита характеризуется выдержанностью строения разреза по простиранию и вкrest него.

Для свиты в целом характерны малокомпонентные флишевые пачки с градационной слоистостью, выраженной уменьшением зернистости от основания флишевого ритма к кровле. Преобладают трехкомпонентные ритмы, реже встречаются двухкомпонентные. Трехкомпонентные ритмы начинаются с песчаников мелкозернистых, сменяющихся выше песчаниками тонкозернистыми и алевролитами. Флиш состоит только из продуктов механической дифференциации и характеризуется резкими контрастными границами между ритмами, переходы же между членами ритма постепенные и, отчасти, условные. Мощность ритмов колеблется от долей до 12 см, с преобладанием мощности 1,5–3 см. Ритмы характеризуются хорошей выдержанностью по простиранию, компоненты мощностью 0,5–1,5 см прослеживаются на 10–15 м [47, 48]. Отложения свиты литологически относятся к глинистому флишу удаленной от области сноса зоны осадконакопления [45].

Для разреза свиты характерно наличие редких, но отчетливых сингенетических деформаций, выраженных мелкими полными или недоразвитыми складками, крутыми остроугольными или плавными и пологими. Складки проявляются только в наиболее мощных прослоях алевролитов или песчаников тонкозернистых. К основанию и кровле ритма складки постепенно выглаживаются и исчезают совсем [48].

Алевролиты – черные или темно-серые незначительно рассланцованные породы с матовыми, редко – шелковистыми, плоскостями сланцеватости и тонкоплитчатой отдельностью. Структура их алевропелитовая, бластоалевролитовая или бластоалевроитопелитовая при сланцева-

тых, иногда слоистых или пятнистых текстурах. Слоистая текстура вызвана чередованием прослоев алевролитового и пелитового материала в разной степени насыщенного обломочным материалом. Состоят породы из угловатых обломков кристаллов кварца и, значительно реже (до 10 % обломков), полевых шпатов и рудных минералов, погруженных в той или иной мере перекристаллизованное пелитовое вещество, занимающее около 50 % породы. Цемент относится к базальному типу и типу соприкосновения. Встречаются циркон, турмалин, лейкоксен и апатит. По пелитовому веществу незначительно развиты серицит, хлорит и кварц [45, 48].

Аргиллиты отличаются от алевролитов меньшим размером зерен слагающих породу минералов, меньшим (до 10–15 %) количеством обломков и отсутствием среди них полевых шпатов.

Песчаники – тонко-, мелко- и среднезернистые светло-серые, серые или темно-серые с желтоватым оттенком слабо рассланцованные породы с очень слабо выраженной сланцеватой текстурой и матовыми плоскостями сланцеватости. Имеют бластосаммитовую структуру с микролепидобластовой или микрогранолепидобластовой структурой цемента. Обломки кристаллов кварца и корродированного полевого шпата занимают 40–70 % породы. Среди обломков иногда встречаются граниты, сланцы альбит-кварцевые и алевролиты. Цемент базальный или соприкосновения почти нацело перекристаллизован в микроскопический альбит-кварцевый агрегат с субпараллельно ориентированными чешуйками серицита, хлорита и, иногда, стильпномелана. Акцессорные минералы аналогичны таковым алевролитов [45, 48].

Положение точек составов пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия позволяет предполагать осадконакопление в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. На накопление осадков в бассейнах, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами, указывает положение точек составов пород на диаграмме Дж. Мейнарда $SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O$. Это подтверждается положением пород свиты и на диаграмме Б. Роузера и Р. Корша K_2O/Na_2O-SiO_2 в поле бассейнов, связанных с активными континентальными окраинами.

Распределение РЗЭ в этой группе пород свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований со значительной примесью пород основного состава $(La/Yb)_n=6,36-13,78$ и $(Gd/Yb)_n=1,82-2,53$, претерпевших частичное плавление в пределах земной коры $Eu/Eu^*=0,08-0,18$. Отложение осадков происходило на коре с близкой к средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков $Eu/Sm=0,18-0,25$. Величина $Ce/Ce^*=0,06-0,12$ позволяет предположить образование осадков на незначительном удалении от зон спрединга.

В зонах влияния шарьяжа и наиболее крупных разломов породы рассланцованы и окварцованы, насыщены многочисленными прожилками и линзочками кварца мощностью до 0,5 мм.

Отложения свиты являются благоприятной средой для локализации золоторудной и ртутной минерализации.

Возраст свиты в пределах листа не охарактеризован сборами органических остатков. На территории листа N-52-XXI при проведении ГС-200 [54] и ГДП-200 в алевролитах собраны остатки фауны, позволяющие считать возраст вмещающих их пород среднеюрским (ааленским). На основании этого принят среднеюрский возраст отложений амканской свиты.

К у р н а л ь с к а я с в и т а (J_2kr) выделена на северных склонах хр. Джагды В. Ф. Зубковым в 1955 г. [35]. Стратотип свиты располагается в бассейне р. Нора, на площади листа N-52-XXIII [36].

Отложения свиты образуют в северной части листа полосу, протягивающуюся в северо-восточном – широтном направлениях от Огоронской впадины до верхних течений рек Бол. и Мал. Джега. В целом выходы свиты приурочены к северной границе развития пород Унья-Бомской СФпЗ. Площадь развития пород свиты составляет около 115 км².

Свита сложена песчаниками, алевролитами и гравелитами. Для свиты характерно наличие отдельных пачек переслаивания песчаников и алевролитов.

Породы свиты согласно залегают на флишоидно переслаивающихся алевролитах и песчаниках амканской свиты. В структурном отношении породы свиты слагают северное крыло Уньинской антиклинали.

Разрез свиты составлен по коренным выходам и элювиальным развалам в долине р. Уркачан [34]:

1. Грубое переслаивание алевролитов и песчаников	60
2. Песчаники	40
3. Алевролиты	50
4. Песчаники с редкими прослоями (до первых метров) алевролитов	60
5. Алевролиты	260
6. Песчаники	40
7. Алевролиты с прослоями песчаников	130

Мощность 850 м.

По простиранию разрез свиты претерпевает незначительные изменения в количественном соотношении слагающих его пород. В долине р. Унья в основании разреза свиты залегает слой гравелитов мощностью около 50 м, постепенно сменяющийся выше пачкой песчаников [45].

Песчаники – светло-серые и серые аркозовые и полимиктовые тонко-, или мелкозернистые породы с псаммитовой, редко бластопсаммитовой структурой. Характеризуются массивной, реже грубосланцеватой текстурой. Кластический материал занимает 70–80 % породы и представлен угловатыми, иногда полуокатанными зёрнами кварца (30–40 %), андезина (10–15 %), калиевого полевого шпата (5–10 %). В полимиктовых песчаниках среди обломков встречаются гранитоиды (до 5 %), сланцы серицит-альбит-кварцевые (до 5 %), алевролиты и аргиллиты (5–10 %). Акцессорные минералы представлены полуокатанными и окатанными зёрнами циркона, сфена, ортита, эпидота, турмалина и кальцита. Цемент базальный, редко – типа соприкосновения, полностью перекристаллизован и состоит из кварца (40–50 %), серицита (25–30 %), альбита (до 20 %) и хлорита (5–10 %). Иногда отмечается до 5 % радиальнолучистых сноповидных агрегатов вторичного стильпномелана [45].

Алевролиты – плотные массивные, реже – слабо сланцеватые, темно-серые и черные породы с алевритовой, участками – бластоалевритовой, линзовидной структурой. Обломочный материал (60–80 % породы) представлен угловатыми, линзовидными зёрнами кварца (40–50 %), плагиоклаза (10–20 %), калиевого полевого шпата (5–10 %). Цемент базального типа, реже – поровый, серицит-глинистого состава с примесью 10–20 % углистого вещества. Акцессорные минералы крайне редки и представлены сфеном, цирконом, эпидотом и турмалином [45].

Геодинамические обстановки формирования осадков свиты, реконструированные с помощью петрохимических диаграмм М. Р. Бхатия, Дж. Мейнарда, Б. Роузера и Р. Корша, оказались аналогичными породам амканской свиты. Геохимические особенности отложений свиты не изучены.

Гидротермально-метасоматическим преобразованиям отложения свиты не подвергнуты.

Породы свиты являются благоприятной средой для локализации ртутной минерализации.

Среднеюрский возраст свиты принимается на основании ранее описанного [45, 48, 53] согласного ее залегания на отложениях амканской свиты ааленского возраста.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Вангинская свита (К₁vn) выделена в бассейне одноименной реки (лист N-52-XIV) Н. Н. Петрук в 1992 г. [15].

Образования свиты развиты в северо-западной части района, где слагают вытянутый в северо-восточном направлении тектонический блок площадью около 5 км², приуроченный к зоне Деп-Огоронского разлома. В плане образования свиты расположены между Огоронской впадиной и р. Уркан. К вангинской свите породы, ранее выделявшиеся в толщу без собственного названия [34, 47], относятся впервые.

Свита сложена туфами андезитов, андезитами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами, трахибазальтами, дацитами, туфопесчаниками.

Отложения свиты залегают на диоритах обкинского комплекса ранне-среднеюрского возраста и, в свою очередь с северо-запада перекрыты отложениями темнинской свиты миоценового возраста. С юго-востока от стратифицированных палеозойских образований они отделены Деп-Огоронским разломом.

Послойный разрез свиты из-за незначительного ее распространения и плохих горно-технических условий проходки канав не составлен. По разрозненным искусственным обнажениям установлена приуроченность к нижней части разреза эффузивов преимущественно среднего состава. Мощность этих пород составляет около 50 м. Выше залегает толща туфов андезитов с прослоями туфопесчаников. Общая мощность свиты в пределах района графически оценивается в 200 м.

Туфы андезитов – разноокрашенные (серые, бурые, зеленовато-серые) породы глыбово-агломератовой, псефитовой и псаммитовой размерности. По составу обломков отмечаются лито- и литокристаллокластические разности. Кластический материал занимает 30–60 % объема породы. Литокласты преобладают (до 90 %) среди обломков и представлены андезитами, андезибазальтами, дацитами. Кристаллокласты: плагиоклаз, роговая обманка, кварц и биотит. Це-

мент соприкосновения, поровый или базальный от пелитового до псаммо-псефитового. Вторичные минералы: хлорит, серицит, карбонат, кварц, цеолиты, каолин.

Андезиты – зеленовато- и темно-серые порфировые породы с массивными, редко трахитоидными текстурами. Основная масса гиалокристаллическая, занимает 40–60 % породы и содержит 40–90 % микролитов плагиоклаза, 5–40 % стекла, 5–15 % рудной пыли. Часто отмечается зеленоватый мелкочешуйчатый биотитоподобный минерал. Порфировые выделения (30–60 %), размером до 3 мм представлены андезином (20–50 %), клинопироксеном (1–5 %), рудным минералом (1–2 %). Основная масса часто аргиллизирована, реже по ней развивается карбонат. Пироксен вкрапленников часто полностью замещен амфиболом.

Дациты – плотные афанитовые массивные породы темно-, грязно-зеленого или зеленовато-серого цвета с порфировой структурой. Порфировые выделения (15–20 % породы) представлены плагиоклазом (70–75 %), кварцем (20–25 %), калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз иногда замещен альбитом. Основная масса фельзитовая и микрофельзитовая, участками – сферолитовая и, редко, криптокристаллическая. В ее составе определяется лишь землистый полупрозрачный эпидот и рудный минерал неправильной и гексагональной формы, характерной для арсенопирита. Его зерна часто окружены серовато- или зеленовато-желтыми продуктами разрушения. Вблизи разломов встречаются брекчированные дациты, обломки в которых сцементированы кварцем и рудным минералом [47].

Туфопесчаники – массивные мелко-тонкозернистые породы зеленовато-бурого цвета с псаммитовой кристаллолитокластической структурой. Псаммитовый материал на 50–60 % состоит из обломков эффузивных пород с микрофельзитовой структурой и на 30 % из обломков кварца. Редко встречаются обломки сосюритизированных плагиоклазов и рудного минерала. Цемент выполнения и соприкосновения сложен интенсивно ожелезненным пепловым материалом [47].

Умереннощелочные разности эффузивов выявлены по результатам изучения химического состава пород, установившее содержание в них SiO_2 в количествах 47,72–63,22 % и неравномерное распределение щелочей, что обуславливает их принадлежность к различным сериям щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,22\text{--}9,36$). Породы являются преимущественно высокоглиноземистыми ($a^I=1,09\text{--}2,08$), значение ASI составляет 0,72–1,69, повышаясь в дацитах до 2,39. Магнезиальность пород практически не имеет прямой связи с составом ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=3,10\text{--}4,42$). Только в трахибазальтах значение последнего коэффициента понижается до 1,40.

Тренды распределения РЗЭ указывают на незначительную обогащенность пород LREE, значение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в умереннощелочных породах составляет 2,17–4,02 и увеличивается в дацитах и андезитах до 8,21 и 13,6 соответственно. В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,04\text{--}0,21$.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования вулканитов с помощью диаграммы Дж. Пирса $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ однозначно позволяет отнести их к образованиям островных дуг и активных континентальных окраин. Диаграмма Г. Б. Ферштатера $\text{Rb}-\text{Sr}$ определяет исходными расплавами для пород производных преимущественно толеитовой океанической, реже – континентальной и островодужной магм. Положение составов вулканитов на диаграмме $(\text{Ce}/\text{Yb})_n-\text{Ce}_n$ указывает на образование этих пород путем плавления перидотита. Индикаторные соотношения Rb/Sr (0,05–1,86) и Sm/Nd (0,22–0,27) свидетельствуют о коровой природе вулканитов нижневангинской подсвиты.

Породы свиты достаточно интенсивно карбонатизированы и незначительно окварцованы на отдельных участках по прожилкам.

Полезных ископаемых, связанных с образованиями вангинской свиты, в пределах района не выявлено.

Раннемеловой возраст свиты принят по аналогии с подобными породами, развитыми на площади листа N-52-XIX, где их возраст подтвержден флористически и данными спорово-пыльцевого анализа [47].

Талданская свита (K_1tl) выделена в районе железнодорожной станции Талдан (лист N-51-XXIII) З. Д. Москаленко в 1964 г. [31].

Отложения свиты развиты в юго-восточной части района, где слагают клиновидный тектонический блок площадью около 10 км², в приустьевой части руч. Тангомен. С севера блок ограничен Нинни-Сагаянским разломом, с юго-запада – разрывным нарушением северо-западного простирания. В восточном направлении отложения свиты уходят за пределы листа.

Свита сложена конгломератами, туфоконгломератами, песчаниками, гравелитами и алевролитами.

Базальные крупноглыбовые конгломераты свиты залегают на размытой поверхности гранитов вачеланского комплекса поздне триасового возраста, что наблюдалось в береговом обнаже-

нии р. Дугда, в 6 км выше устья р. Сагаян, в непосредственной близости от восточной границы района [25]. Аналогичный вывод сделан нами при проведении наблюдений по элювиально-делювиальным образованиям на левобережье низовьев р. Сагаян.

В структурном плане для пород свиты характерно простирание в субширотном направлении (85–110°) преимущественно с северным погружением слоев под углами 35–55°. Вблизи южной границы выходов пород свиты отмечаются южные падения пород под углом 35°. Образования свиты образуют довольно крупную антиклинальную складку.

Разрез свиты составлен при проведении ГДП-200 по береговым обнажениям р. Тангомен и железнодорожным выемкам в районе ст. Дугда:

1. Конгломераты с прослоем (5 м) песчаников	60
2. Переслаивание (через 3–7 м) песчаников и конгломератов	65
3. Конгломераты с прослоями (5–10 м) песчаников	105
4. Конгломераты	155
5. Переслаивание (через 2–7 м) конгломератов и песчаников	25
6. Алевролиты	80
7. Туфоконгломераты	20
8. Песчаники	35
9. Туфоконгломераты	50

Мощность более 595 м.

Изменения характера разреза свиты в плане не выявлены из-за ограниченного площадного развития ее пород.

Конгломераты – массивные зеленовато-серые породы, состоящие из галек и валунов размером 5–50 см (преобладают гальки размером до 15 см) и хлоритизированного песчаного цемента. Степень окатанности галек различна. Гальки представлены преимущественно гранитами биотитовыми, лейкократовыми и гнейсовидными. Подчиненное значение имеют гальки диоритов среднезернистых, эффузивов кислого и среднего составов, кварцитов, кремнистых, графитистых и хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев, алевролитов углистых, песчаников полимиктовых [25, 26]. Последние внешне аналогичны образованиям ольдойской свиты и иногда содержат тонкие прослойки черных алевролитов [25]. Заполнитель конгломератов (до 30 % объема породы) представлен разнозернистыми плохосортированными песчаниками с пленочным хлоритовым цементом. В составе их обломочной части преобладают кварц и плагиоклаз, реже отмечаются калиевый полевой шпат, биотит, обломки гранитов, андезитов, риолитов, алевролитов. Форма обломочных зерен полуокатанная, угловатая. Цемент заполнителя соприкосновения и выполнения пор буровато-зеленого цвета, железисто-хлорит-гидрослюдистого состава [26]. В конгломератах достаточно часты линзы грубозернистых зеленовато-серых полимиктовых песчаников, иногда – линзочки (1–3 мм) углистого вещества.

Туфоконгломераты – темно-зеленые массивные породы, валуны (до 30 см) и полуокатанные гальки в которых представлены андезитами и их лавобрекчиями. Псаммитовый материал заполнителя по составу сходен с таковым конгломератов и отличается угловатой, оскольчатой формой обломков. Цемент заполнителя базальный хлорит-гидрослюдистый [26].

Песчаники грубозернистые – серые и зеленовато-серые породы с редко встречающимися обугленными растительными остатками. Обломочный материал (до 95 % породы) представлен слабоокатанными зернами кварца, плагиоклазов, микроклина и обломками мелкозернистых песчаников, микрокварцитов, эффузивами среднего и кислого состава эпидозитами. Отмечались отдельные зерна сильно разрушенного пироксена. Цемент пленочного типа сложен мелкошуйчатый хлоритом с незначительной примесью серицита, развивающимися на стыках зерен и по трещинам в них. Акцессорные минералы представлены единичными призматическими зернами апатита, округлыми зернышками граната и сфена [50].

Песчаники мелко-среднезернистые – серые хорошо отсортированные породы с многочисленными обугленными остатками растительности (отпечатки узких длинных листьев с многочисленными продольными жилками). Иногда в песчаниках фиксируется шарово-скорлуповатая отдельность. Структура песчаников псаммитовая с контактовым и поровым цементом. Обломочный материал занимает 70–90 % и представлен полуокатанными и угловатыми обломками плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита и обломками пород. Среди последних отмечаются риолиты, андезиты, гранитоиды, сланцы, алевролиты, микрокварциты. Размер обломков составляет 0,2–0,8 мм. Цемент пленочный гидрослюдисто-железистый, алевропелитовый, иногда глинисто-карбонатный [25, 26].

Гравелиты петрографически близки конгломератам, отличаясь размером обломочного материала [26].

Алевролиты – черные, реже серые породы с равномернозернистой алевролитовой структурой

рой. Кластический материал представлен угловатыми и слабоокатанными обломками кварца, размером менее 0,01 мм. Количество обломков в породе достигает 80–90 %. Цемент кварцево-глинистый ожелезненный по типу заполнения пор [25].

Химический состав пород свиты в пределах района не изучался.

На сопредельной с запада территории (лист N-52-XXI), в нижнем течении р. Елна, в туфо-конгломератах талданской свиты локализованы тела золотоносных адуляр-кварцевых и кварцевых метасоматитов.

Возраст талданской свиты определяется собранными на сопредельной с востока территории (лист N-52-XXIII), в береговых обнажениях р. Дугда, в алевролитах свиты остатками *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. lobata* Sam., определенные М. М. Кошман как известные в нижнемеловых отложениях р. Алдан формы [39]. Этот вывод косвенно подтверждается установленными в пределах листа N-52-XXI несогласным залеганием талданской свиты на осадках аякской свиты среднеюрского возраста и прорыванием ее диоритами буриндинского комплекса готтерив-баремского возраста (117,8±2,6 млн лет).

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские отложения в районе представлены корами выветривания, озерно-аллювиальными отложениями сазанковской и темнинской свит миоценового возраста и четвертичными образованиями. Отложения сазанковской свиты развиты в южной части территории и относятся к образованиям Амуро-Зейской впадины, темнинская свита распространена на северо-западе района и является частью разреза Верхнезейской впадины.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Сазанковская свита (N₅₂) выделена на правобережье р. Зeya вблизи с. Мал. Сазанка (листы N-52-VII, IX) в 1960 г. Ю. Ф. Чемяковым [31].

Отложения свиты представлены небольшими разрозненными выходами в южной части территории на плоских водораздельных пространствах левых притоков р. Нинни.

Свита сложена песками полевошпат-кварцевыми каолинсодержащими с прослоями гравийников, галечников, глин и алевроитов.

Главным картировочным признаком отложений свиты является белесая окраска пород, вызванная их каолинизацией. В верхних частях разреза породы часто приобретают желтовато-коричневый цвет, что связано с их ожелезнением в пределах зоны сезонной оттайки пород.

Отложения свиты залегают субгоризонтально на размывтой поверхности разнообразных более древних образований. На МАКС дешифрируются серым ровным фототонном с отдельными участками светло-серого пятнистого фототона, что объясняется наличием в пределах развития пород свиты увлажненных маристых участков.

Наиболее полный разрез видимой части свиты составлен на левобережье р. Нинни [49]:*

1. Гравий с примесью песка (35 %) и глины каолиновой (3 %)	0,9
2. Песок с примесью глины каолиновой (20 %)	0,50
3. Песок с гравием и примесью глины каолиновой	1,1
4. Гравий с незначительной примесью песка	0,1
5. Песок с примесью гравия	0,25
6. Гравий с примесью песка	0,15
7. Песок крупнозернистый	0,40
8. Гравий с небольшой примесью песка	0,2
9. Глина каолиновая	0,05
10. Песок и гравий с незначительной примесью глины каолиновой	0,6
11. Песчано-гравийные отложения с прослоями (3–4 см) глины каолиновой	0,7
12. Глина каолиновая с незначительной примесью песка	0,05
13. Гравий с примесью глины каолиновой	0,1
14. Песок с примесью глины каолиновой и гравия	0,15
15. Песок с примесью гравия и глины каолиновой	1,0
16. Песок, обогащенный глиной каолиновой	1,35
17. Гравий с незначительной примесью песка	0,15
18. Песчано-глинистые отложения с редкими угловатыми гальками кварца	0,25

* Описание разрезов кайнозойских отложений приведены сверху вниз.

19. Песок с примесью гравия (30 %) и глины каолиновой (35 %).....	0,5
20. Песок с примесью глины каолиновой и прослоями (до 7 см) гравия.....	0,4
21. Гравий с редкими невыдержанными прослоями (4–5 см) песка.....	0,3
22. Песок с примесью глины и редкими гальками кварца.....	0,35
23. Гравий с редкими гальками кварца.....	0,1
24. Песок с незначительной примесью и линзовидными обособлениями глины каолиновой и редкими гальками кварца.....	0,35
25. Гравий с гальками кварца.....	0,3
26. Гравий с примесью (до 40 %) глины каолиновой и небольшим количеством песка.....	0,5
27. Гравий с примесью песка, галек кварца и глины каолиновой.....	0,25
28. Глина каолиновая с примесью песка и редких галек кварца.....	0,05
29. Гравий кварцевый.....	0,15
30. Гравий с примесью (40 %) глины каолиновой.....	0,1
31. Галечник мелкий с незначительной примесью гравийного материала.....	0,1
32. Песчано-гравийные отложения слабо каолинизированные, содержащие гальки кварца (до 30 %).....	0,5
33. Гравий кварцевый с примесью каолиновой глины (25 %) и редких галек кварца.....	0,4
34. Песок с примесью каолина (20 %) и гравийно-галечного материала (20 %).....	0,3
35. Гравий с примесью песка неотсортированного (25 %) и галек кварца (20 %).....	0,1
36. Песок с примесью глины каолиновой и редкими гальками кварца.....	0,25
37. Гравий с гальками кварца (20 %) и примесью песка грубозернистого (25 %), в верхней части обогащен (до 15 %) каолином.....	0,25
38. Песок неотсортированный с редкими мелкими гальками кварца и примесью каолина (10 %).....	0,3
39. Гравийно-галечные отложения с примесью песка (20 %).....	0,1
40. Песок неотсортированный с примесью каолина (20 %) и галек кварца (10 %).....	0,25
41. Гравий с редкими гальками кварца.....	0,1
42. Песок неотсортированный с редкими мелкими гальками кварца и примесью каолина.....	0,4
43. Гравий с гальками кварца (до 40 %).....	0,1
44. Песок неотсортированный с редкими гальками кварца и примесью (до 25 %) каолина.....	0,5
45. Гравийник кварцевый с редкими гальками кварца и примесью (до 30 %) песка.....	0,25
46. Песок с гальками кварца.....	0,35
47. Галечник с прослоями песков и линзочками глины каолиновой.....	0,4

Мощность 16 м.

Полная мощность свиты, вычисленная по разности гипсометрических уровней подошвы свиты и наибольших высотных отметок ее развития, при условии ее горизонтального залегания, составляет в пределах района 55 м [49].

Преобладающие в составе свиты разнозернистые пески не отсортированы и содержат слабо окатанные зерна и маломощные прослои и линзочки гравия и глинистого материала. По составу пески полевошпат-кварцевые с небольшой примесью слюды. Содержание кварца составляет 50–100 % от веса породы. Зерна полевого шпата имеют большую степень окатанности и присутствуют только во фракциях с размером зерен 0,25–1 мм [47, 48]. В виде единичных обломков встречаются сланцы слюдистые и диориты [49]. В тяжелой фракции песков установлены циркон, сфен, апатит, рутил, кианит, анатаз, андалузит, ильменит, эпидот, гранат, роговая обманка, турмалин, пироксен, ставролит, лейкоксен и золото. Все минералы, за исключением роговой обманки и кианита хорошо окатаны (2 и 3 классы) [48].

Гранулометрический анализ отложений свиты с вычислением коэффициентов сортировки и асимметрии свидетельствует о формировании осадков в речных и частично в озерных условиях, о чем свидетельствуют различная степень окатанности, плохая сортировка материала, наличие следов размывов и непостоянство литологического состава [49]. Наличие угловатых обломков может свидетельствовать об участии в строении разреза свиты пролювиальных образований [47].

В породах свиты установлено наличие золота в не представляющих промышленный интерес концентрациях.

Возраст отложений основан на обнаружении в одной из проб, отобранной с линии вышеприведенного разреза, остатков диатомовых водорослей *Melosira praeislandica* и *M. praegranelata*. По определению диатомиста Г. М. Потехиной, эти формы являются руководящими для неогена и обитают в довольно глубоких озерах, ведя планктонный образ жизни [49].

Темнинская свита (N_3^{tm}) выделена И. И. Сей в 1960 г. в бассейне одноименной реки на сопредельной с севера территории [15].

Отложения свиты распространены в крайней северо-западной части листа на площади около 15 км². Ранее [34] высказывалось предположение о том, что породами свиты также сложено днище Огоронской впадины.

Свита сложена песками кварцевыми и кварц-полевошпатовыми каолинсодержащими с прослоями и линзами дресвяников кварцевых с редкими гальками кварца, глин каолинсодержащих.

Основным картировочным признаком отложений свиты является белесая окраска пород, вызванная их каолинизацией.

Отложения свиты залегают на образованиях Усть-Гилуойского блока, что установлено при проведении ГДП-200 в пределах листа N-52-XXI.

Разрез свиты на полную мощность не составлен из-за отсутствия на площади ее развития коренных выходов и невозможности проходки канав из-за плохих горно-технических условий.

Наиболее полно разрез свиты был изучен расчисткой в террасовидном уступе в районе бывшей метеостанции Огорон [47]:

1. Глина с редкими и мелкими гальками кварца	0,8
2. Песок с мелкими и средними гальками кварца, кварцитов, реже – гранитов.....	0,2
3. Песок.....	0,7
4. Дресвяник со средними и мелкими гальками кварца и примесью песка	0,3
5. Песок косослоистый с прослоями (1,5–2 см) дресвяников с мелкими кварцевыми гальками	1,7
6. Песок с редкими линзами глин	0,8
7. Песок с примесью глины каолиновой и с единичными гальками кварца	1,5

Мощность 6,0 м.

Мощность свиты по разнице гипсометрических отметок ее подошвы и наиболее высоких отметок ее развития оценивается в 30 м.

Отложения свиты на МАКС выделяются светло-серым, серым, пятнистым фототонном с зернистой структурой фотоизображения и струйчатым рисунком, ориентированным в направлении к местным базисам эрозии.

Гранулометрическим анализом установлено преобладание в составе свиты крупно- и среднезернистых песков. Примесь алевритовых и глинистых частиц составляет 1–5 %. В песчаной фракции преобладают зерна первого класса окатанности, зерна второго класса окатанности составляют 20–40 %, третьего – 13 %. По составу пески являются существенно кварцевыми при содержании полевого шпата около 30 %. В составе тяжелой фракции песков до 60 % занимает ильменит. Также в шлихах присутствуют циркон, рутил, сфен, монацит, апатит, эпидот, гранат и роговая обманка [47].

В песках обычно встречаются отдельные гальки, при этом в верхних частях разреза свиты преобладают гальки средних размеров, в нижних – мелких. Окатанность галек отвечает второму и третьему классам. Состав галек очень однообразен: кварц, кварциты, редко – аплиты, граниты, пегматиты [47].

В породах свиты установлено золото в количествах, не представляющих промышленного интереса.

Возраст свиты принимается на уровне среднего–верхнего миоцена, на основании изучения В. П. Шаровой и С. В. Колычевой спорово-пыльцевых комплексов пяти палинологических проб, характеризующих верхи миоцена [34].

Кора выветривания ($N_1?$) площадного типа установлена в южной части района на левобережье р. Нинни и правобережье р. Сагаян [34, 49]. Северной границей развития коры выветривания является зона Нинни-Сагаянского разлома. Кора выветривания развита по гранитам третьей фазы зейско-депского комплекса.

В настоящее время кора выветривания сохранилась от размыва только на отдельных участках заболоченных водораздельных пространств, расположенных в верховьях составляющих р. Талачи, на водоразделе Нинни–Адамиха, в бассейнах ручьев Годличи и Вачелан.

Литологически кора выветривания представлена бурыми и серовато-бурыми супесями и суглинками с редкими мелкими обломками подстилающих пород, причем представлены эти обломки лишь зернышками кварца и полевых шпатов [49].

На левом борту верхнего течения р. Нинни в одной из горных выработок изучена вертикальная зональность коры выветривания. Под почвенно-растительным слоем залегает коричневый мелко- и крупнозернистый песок с супесью мощностью 0,5–0,6 м. Ниже развит желтовато-коричневый суглинок мощностью 0,3–0,4 м с линзами глины вязкой голубовато-серой. Далее следует слой мощностью 0,3–0,4 м супеси светло-коричневого цвета с примесью мелкой дресвы подстилающих пород, количество которой увеличивается с глубиной. Еще ниже отмечается дресва и обломки коренных пород и на глубине 1,4–1,5 м вскрываются коренные породы. Общая мощность коры выветривания на этом участке не превышает 1,8 м [49]. Юго-западнее района мощность коры выветривания достигает 5 м [40].

Исходя из отсутствия в пределах района отложений возрастного интервала от позднего мела до миоцена, можно предположить существование в это время континентальных условий, при которых под воздействием атмосферных агентов (физических и химических), почвенных и

грунтовых вод, жизнедеятельности организмов формировалась кора выветривания.

Возраст коры выветривания может трактоваться в пределах указанного выше временного интервала, однако, учитывая предполагаемое налегание на интенсивно выветрелые граниты отложений сазанковской свиты, для нее принят миоценовый возраст.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения данного возраста имеют на изученной территории широкое распространение. Они представлены, главным образом, аллювиальными, элювиальными, коллювиальными, делювиальными и солифлюкционными образованиями. Меньшую роль играют озерные, пролювиальные, делювиально-пролювиальные и техногенные образования.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

К среднему отделу отнесены *аллювиальные отложения второй надпойменной скульптурно-аккумулятивной террасы* ($\alpha^2 Q_{II}?$; $\alpha^2 II?$ *) высотой 20–30 м, остатки которой в виде разрозненных небольших по площади участков наблюдались в долинах р. Тукси и руч. Березовый – левого притока р. Уркачан [47].

Отложения представлены галечниками, валунниками, гравийниками, песками, суглинками, супесями и глинами. Для разреза характерно преобладание крупногалечникового и валунного материала с примесью гравия и крупнозернистого песка. Состав галек и валунов соответствует составу пород, развитых в районах развития террас [48]. Мощность отложений достигает 15 м.

В долине руч. Березовый отложения, как правило перемешанные с крупноглыбовым делювием, сохранились в виде небольших разрозненных участков шириной до 50–60 м на наклонной (до 7°) поверхности террасы. В их составе преобладают средней окатанности валуны и гальки, в основном, серицит-альбит-кварцевых сланцев. Мощность отложений не установлена [47].

В долине р. Тукси, на отдельных участках развития данных отложений, они почти полностью размыты и представлены только самыми низами разреза, сложенными хорошо окатанными крупными и средними гальками с редкими валунами. Состав галек и валунов соответствует породам, развитым в этом районе [47].

По данным бурения разрез этой террасы представляется в следующем виде [46]:

1. Щебень и дресва, залегающие на коренном цоколе	1,5
2. Песок с примесью глины и линзами галечников	4
3. Суглинок	9
4. Почвенно-растительный слой	0,8

Мощность аллювиальных отложений 13 м.

С некоторой долей условности к этому возрастному уровню отнесены выявленные при проведении поисковых работ [37] на левобережье р. Тунгала аллювиальные отложения второй надпойменной террасы, слагающие серию изолированных выходов, ширина которых достигает 1,2 км. Аналогичные отложения при ГДП-200 были выявлены на водоразделе Камнега–Тунгала. Последнее может свидетельствовать о принадлежности данных отложений к палеодолине, включавшей в себя р. Тунгалу и верхнее течение р. Камнега.

Отложения представлены аллювиальными песками, суглинками и галечниками.

Разрез отложений составлен по результатам бурения скважин [37]:

1. Песчано-галечниковый материал	4
2. Песок с редкими гальками и незначительной примесью суглинистого материала	2
3. Суглинок с примесью песка, количество которого увеличивается вниз по разрезу	3
4. Суглинок плотный	6

Мощность 15 м.

Разрез отложений в плане претерпевает закономерные изменения. На левобережье р. Тунга-

* Индекс подразделения на карте четвертичных образований.

ла резко преобладают суглинки, а песчано-галечные образования приурочены к нижней части разреза. На водоразделе Камнега–Тунгала фиксируются галечники с незначительной примесью песка, а иногда и без такового. Это может быть связано с выносом песчаной фракции в результате перемыва отложений грунтовыми водами.

Характерной чертой является состав галек. Они представлены преимущественно гранитоидами и диоритами, развитыми в пределах Октябрьского блока АММ. Сланцы разнообразного состава и кварц встречаются в виде единичных галек. Пески и суглинки окрашены в желтовато-коричневые тона, что отличает эти отложения от пород сазанковской свиты.

В аллювиальных отложениях содержится киноварь, максимальные концентрации которой (до 30–53 знаков на 0,01 м³) приурочены к их нижним горизонтам [37].

Границы распространения отложений достаточно четко просматриваются на МАКС.

Возраст отложений принят на основании сопоставления их с палинологически охарактеризованными отложениями 30-метровой террасы на территории листа N-52-XXI и является относительно условным [48].

Верхнее звено

К верхнему звену относятся *аллювиальные отложения первой надпойменной террасы* ($\alpha^1 Q_{III}$; $\alpha^1 III$) высотой 3–10 м, развитые в долинах большинства относительно крупных рек (Бочагор, Сагаян, Сирик-Макит, Таллома 1-я, Тукси, Тунгала, Унья, Уркан, Уркачан, Четканда).

Террасы сложены аллювиальными песками, галечниками, гравийниками, валунниками, супесями, глинами, илами.

В большинстве случаев террасы являются цокольными, реже встречаются аккумулятивные. Мощность отложений колеблется от 1,5–2 м на цокольных террасах до 5–10 м – на аккумулятивных. К тыловым швам мощность отложений обычно увеличивается. Это объясняется перекрытием аллювиальных отложений коллювием и понижением плотика. В долинах рек Сирик-Макит и Унья в некоторых случаях в плотике встречаются довольно глубокие западины, в которых мощность отложений достигает 15 м. Часто эти отложения перекрыты современными делювиально-пролювиальными отложениями [47, 48].

Наиболее полный разрез цокольной террасы этого уровня был составлен в долине р. Унья, вблизи устья р. Бол. Джега [42]:

1. Галечник разноразмерный с примесью песка и глины	0,1
2. Песчано-илистые отложения	0,4
3. Галечник разноразмерный с валунами и примесью песка.....	6,0
4. Гравий с примесью ила и песка	1,0
5. Гравий с примесью ила.....	1,4
6. Почвенно-растительный слой.....	0,6

Мощность 9,6 м.

Отложения террас данного уровня в пределах района вмещают частично отработанные месторождения россыпного золота.

Возраст отложений установлен по данным спорово-пыльцевого анализа. В пробах из отложений террасы р. Уркан Л. Л. Казачихиной были определены теплолюбивые *Carpinus* (граб). В отложениях террасы р. Уркачан наряду с современными формами присутствуют *Myrica*, *Carpinus*, *Ostrea*, характерные для теплого периода позднечетвертичного времени. Изложенное позволяет отнести отложения данного уровня террас к верхнему звену неоплейстоцена [48].

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Элювиальные отложения (eIII–H) развиты на вершинах останцового рельефа и большей части водоразделов. Представляют собой глыбовые или щебенчато-обломочные (в зависимости от характера коренных пород) образования в районах среднегорного рельефа, и дресвяно-суглинисто-супесчаные – на участках слаборасчлененного рельефа, покрытые обычно моховым или почвенно-растительным слоем. Будучи открытыми сверху, образуют глыбовые полосы и каменные русла. Крупность обломочного материала увеличивается сверху вниз, а мощность отложений достигает 1,5 м [46]. Состав обломочного материала соответствует коренным породам. С увеличением крутизны склонов элювий переходит в элювиально-делювиальные образования.

Делювиальные отложения (dIII–H) покрывают некрутые склоны области останцово-денудационного рельефа сплошным чехлом и более развиты на склонах северной экспозиции. Пред-

ставлены дресвяниками, суглинками, супесями и щебнями, реже – глыбниками. На площадях развития отложений сазанковской и темнинской свит – гальками, песками, глинами, суглинками. Мощность достигает 3 м. Границы делювиальных отложений иногда подчеркиваются изменением крутизны склона.

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII–H) образованы дресвяниками, щебнями, глыбниками, суглинками, супесями. В пределах развития миоценовых отложений – галечниками, песками, суглинками. Распространены на предвершинных участках гор, пологих водоразделах, где углы склонов не превышают 2–5°. Мощность их достигает 3,5 м. Границы отложений с долей условности дешифрируются на МАКС по изменению крутизны склонов.

Коллювиальные и делювиальные отложения (c,dIII–H) представлены глыбниками, щебнями, дресвяниками и супесями. Эти отложения мощностью 2–5 м развиты на склонах средней (10–25°) крутизны на участках среднегорья. На перегибах склонов иногда образуются террасовидные курумные нагромождения, а на крутых их участках – шлейфы (каменные реки), которые в отдельных случаях хорошо видны на МАКС.

Делювиальные и пролювиальные отложения (d,pIII–H) представлены окаймляющими Огоронскую впадину с юга и востока отложениями предгорного шлейфа. Подобные же шлейфы установлены в виде полос шириной 150–1 000 м вдоль многих склонов значительной (20° и более) крутизны. Сложены несортированными щебнями и супесями, суглинками, глыбниками. В южном обрамлении Огоронской впадины в верхних частях отложений наблюдаются бурые и желтовато-бурые глины. Породы залегают с уклоном под углами 6–15° в сторону впадины и участков пологого рельефа. Уклон увеличивается с увеличением углов склонов, поверхности шлейфов, как правило, заболочены [47, 48]. Мощность образований колеблется от первых до 16 м, достигая максимума в районе бывшего прииска Иннокентьевский в бассейне р. Унья [48]. Возраст отложений установлен спорово-пыльцевым анализом на территории листа N-52-XX, где И. Б. Мамонтовой были обнаружены споры теплолюбивых растений, характерных для позднеплейстоценового времени. Это время принимается за нижнюю возрастную границу, поскольку формирование предгорного шлейфа продолжается и в настоящее время [47]. В долине р. Тукси отмечено перекрывание этими отложениями аллювия второй надпойменной террасы [48].

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII–H) сложены дресвяниками, щебнями, супесями, суглинками, иногда встречаются глыбники. Наиболее широко эти отложения распространены в южной части района. Здесь отложения занимают обширные участки, включая части пологосклонных (3–5°) водоразделов. Формирование их обусловлено сползанием и перемещением материала в вязко-жидком состоянии в пределах деятельного слоя на участках развития многолетнемерзлых пород. Мощность отложений достигает 3,5 м.

Пролювиальные отложения накапливаются в устьях многих мелких ручьев и распадков в виде конусов выноса, показанных на геоморфологической схеме. Размеры конусов, характер и состав слагающих их отложений зависят от мощности водотоков и литологического состава размываемых пород. Конусы выноса небольших распадков сложены неотсортированными неокатанными или слабоокатанными глыбами размером до 50–60 см, валунами, редкими гальками и щебнем с примесью песка грубозернистого и супеси. Мощность отложений достигает 8 м при ширине конусов до 50 м. Отложения конусов выноса более крупных ручьев отличаются лучшей сортированностью и окатанностью материала. Сложены они галечниками, валунами, песком с незначительной примесью щебня и неокатанных глыб. Мощность отложений в этих конусах выноса обычно не превышает 5–6 м при ширине конусов до 150 м [48]. В пределах территории пролювиальные отложения наиболее широко развиты на хр. Джагды и его отрогах.

ГОЛОЦЕН

В изученном районе голоценовые отложения включают в себя озерные осадки Огоронской впадины, русловые и пойменные отложения водотоков, техногенные образования.

Аллювиальные отложения (aQ_n; aH) выполняют русла и поймы современных водотоков.

Русловые отложения представлены галечниками, валунниками, песками, супесями и суглинками. Валунно-галечный материал хорошо и средне окатан. На участках низкогогорного рельефа в составе отложений значительную роль играют пески, суглинки и гравийники. В ручьях и верховьях рек отложения состоят, в основном, из крупных галек, неокатанных обломков и валунов, количество которых достигает 10–15 %. Количество песчаного и супесчаного заполнителя не превышает 25–30 %. В нижних и средних течениях рек Тукси, Уркан и Четканда преобладают мелкие и средние гальки, крупнозернистый песок. Валуны занимают не более 1–2 % объема породы. Русловые отложения р. Тунгала представлены песчано-глинистыми и

галечниковыми отложениями. Современные отложения русел р. Ушмун и нижнего течения р. Четканда представлены глинистыми и песчано-глинистыми осадками [47].

Пойменные отложения развиты по долинам большинства рек и ручьев в виде немасштабных полос, трассирующих русла. Представлены они, в основном, валунно-галечниковым материалом и, в меньшей мере, песками, супесями, суглинками и песчано-глинистыми осадками [47, 48]. Характерно уменьшение крупности осадков по направлению от русла к склону, особенно заметна такая дифференциация по рекам Сагаян и Тукси. В долинах этих рек часто встречаются озера, старицы и болота, что обусловило широкое развитие торфяно-глинистых осадков [50].

Разрез пойменных отложений изучен в долине р. Тукси [47]:

1. Галечник мелкий хорошо окатанный.....	0,2
2. Пески мелкозернистые с примесью глинистого материала.....	0,3
3. Песчано-глинистый материал.....	0,4
4. Пески мелкозернистые.....	1,3

Мощность 2,2 м.

Мощность современных отложений колеблется в широких пределах. В долинах рек Сирик-Макит и Унья она не превышает 1,5–2 м, по р. Тукси мощность пойменных и русловых отложений колеблется от 2 до 12 м, по р. Тунгала достигает 5 м. Мощность аллювия возрастает вниз по течению водотоков. В нижних их течениях образуются довольно протяженные косы, сложенные песчано-галечным материалом [37, 48, 49].

Отложения пойм дешифрируются на МАКС по геоморфологическим признакам, светло-серому фототону, наличию старичных озер и проток.

Озерные отложения (lQ_n ; lH) Огоронской впадины представлены озерными и болотными образованиями, предположительно залегающими на отложениях аргинской свиты [34].

Озерные фации представлены бурыми, красновато- и желтовато-бурыми глинами с редкими мелкими (до 2–3 см) гальками кварца. Болотные – торфяниками и илами, аллювиальные – супесями и суглинками с редкими гальками кварца.

Разрез отложений специально не изучался, для этого необходима проходка скважин. Составленный же при проведении маршрутных наблюдений разрез позволяет судить только о строении его верхней части до глубины около 1,5 м.

В западной и центральной частях впадины и вблизи озера Огорон встречаются многочисленные мелкие озера, болота и старицы. Здесь преимущественно развиты торфяники, илы, реже отмечаются бурые и буровато-черные глины, а на более сухих местах – супеси и суглинки с мелкими редкими гальками кварца [47].

Достоверных данных о возрасте этих отложений нет и к современным они отнесены условно.

Техногенные образования (tQ_n ; tH) сформировались при строительстве поселков, шоссейных и железной дорог и добыче полезных ископаемых. Представлены песчано-галечными отложениями с валунами и щебнем. Мощность дорожных насыпей и отвалов отработанных россыпей составляет 2,5–15 м. На МАКС образования характеризуются белым ровным фототонном.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивными образованиями занято около 20 % территории. В возрастном отношении здесь выделены раннекембрийские, раннепалеозойские, раннепермские, триасовые, юрские и раннемеловые интрузии.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый включает в себя породы диорит-гранитного состава, под таким названием и в таком объеме выделяется впервые.

Комплекс сложен преимущественно породами среднего состава при резко подчиненной роли умереннокислых и кислых их разновидностей и расчленен на три фазы.

Породами комплекса сложена часть огромного Зейско-Депского массива, приуроченного с юга к зоне Южно-Тукурингского разлома, и северная часть Сагайского массива, приуроченного с юга к зоне Нинни-Сагайского разлома. Площадь распространения пород комплекса в пределах листа составляет около 600 км².

Зейско-Депский массив, протягиваясь в юго-восточном направлении от западной границы до верховьев р. Оногох, имеет на всем протяжении тектонические контакты. С севера массив зоной Южно-Тукурингского разлома отделен от образований Зей-Тунгалинской подзоны АОСС. Южный контакт массива представлен серией разломов, субпараллельных Нинни-Сагайскому, отделяющих массив от осадочных образований Гагско-Сагайской зоны АММ. Массив является типично трещинным телом и погружается, по данным интерпретации аэрогеофизических материалов, в южном направлении, согласно плоскости сместителя Южно-Тукурингского разлома. Это подтверждается наблюдениями за северным контактом массива в береговых обнажениях р. Оногох, где установлено пологое (35–45°) его погружение по азимуту 190–210° [50]. Также предполагается погружение массива в северо-западном направлении. Непосредственно в исходных магнитном поле и поле силы тяжести массив не выражен, что косвенно свидетельствует о его достаточно пологом погружении на глубину. Площадь массива в пределах района составляет около 280 км². В его строении участвуют породы всех фаз комплекса. Нижняя возрастная граница становления массива определяется наличием в диоритах ксенолитов интенсивно ороговикованных, вплоть до образования кордиеритовых, гранат- и андалузитсодержащих роговиков пород туранской серии позднего рифея. Верхняя граница определяется установленным в элювиально-делювиальных развалах при ГДП-200 в верховьях р. Нинни прорыванием диоритов роговообманковыми гранитами гимигинского комплекса раннепермского возраста. Кроме этого, диориты прорываются базитами и ультрабазитами раннемелового ниннинского комплекса.

Сагайский массив протягивается от западной границы района до долины р. Сагаян, уходя в южном направлении далеко за границы района. Массив представляется крутопогружающимся на глубину телом и выражен в поле силы тяжести относительным минимумом интенсивностью 10 мГал. В пределах листа массив практически полностью сложен породами третьей фазы комплекса. Геологическими данными возраст массива определяется аналогично Зейско-Депскому массиву. Дополнительно его породы прорваны гранитами вачеланского комплекса, датированного поздним триасом. Восточнее района в строении массива участвуют породы всех фаз комплекса, взаимоотношения которых наблюдались в береговых обнажениях р. Дугда [34].

Первая фаза. Диориты, кварцевые диориты ($\delta\mathcal{C}_1zd_1$) слагают большую часть Зейско-Депского массива. В пределах Сагайского массива диориты тяготеют к краевой части и слагают тела площадью до 1 км² в приустьевой части р. Сагаян, вблизи южной границы района.

Характерным картировочным признаком диоритов является повсеместно проявленные в них протоклаз и динамометаморфические преобразования (катаклаз, рассланцевание, милонитиза-

ция и бластомилонитизация). Достаточно часто встречаются полосчатые разности, отличающиеся чередованием полос с преобладанием лейко- и меланократовых минералов.

Диориты – средне-, реже крупнозернистые светло-серые, серовато-зеленые и зеленые породы с пан- и гипидиоморфнозернистой, нематобластовой, порфирикластической, реже пойкилитовой структурой, сложенные преимущественно олигоклаз-андезином (30–70 %), роговой обманкой (25–30 %) и биотитом (4–13 %), второстепенную роль играют диопсид, гиперстен, авгит, альбит и рудные минералы. Олигоклаз-андезин представлен призматическими выделениями часто неправильной формы, длиной до 2 мм. Зерна преимущественно имеют полисинтетические двойники, сформированные по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Четко проявлены трещины спайности, по которым развиваются чешуйки серицита. Пироксены встречаются в виде индивидов и сростков короткопризматических, часто округлых зерен, размером от 0,1 до 0,7 мм, желтовато-розового цвета с высоким рельефом и совершенной спайностью по двум направлениям. По трещинам спайности развит биотит. Вторичные минералы – кварц, микроклин, мусковит, актинолит, эпидот и гематит; акцессорные – циркон, апатит, ортит, ильменит, пирит. В диоритах широко проявлены сосюритизация плагиоклаза, замещение (иногда полное) хлоритом роговой обманки.

Кварцевые диориты отличаются от диоритов наличием визуально фиксируемого кварца и несколько более лейкократовым обликом. Состоят из 55–65 % олигоклаз-андезина, 20 % роговой обманки, 12–20 % кварца и 1 % калиевого полевого шпата. Второстепенные минералы и вторичные изменения аналогичны установленным в диоритах.

Вторая фаза. Гранодиориты ($\gamma\delta\text{C}_1\text{zd}_2$) слагают серию мелких вытянутых в субширотном северо-западном направлении тел в верхнем течении р. Нинни и ее водоразделе с р. Гимигин. Установленная ширина выходов на поверхность отдельных тел гранодиоритов достигает 1,2 км, протяженность – 15 км. Площадь развития пород второй фазы составляет около 30 км². Нельзя исключить, что в случае проведения крупномасштабных геологоразведочных работ в других частях Зейско-Депского массива также будут установлены гранодиориты. В пределах Сагайского массива гранодиориты описаны [34] без выделения отдельных тел в пределах характеризуемой площади. На сопредельной с востока территории выявлены тела гранодиоритов с шириной выходов на поверхность до 500 м.

В элювиально-делювиальных развалах в верховьях р. Нинни при ГДП-200 наблюдались взаимоотношения гранодиоритов с диоритами первой фазы. Гранодиориты являются более поздними образованиями, и в них выделяется зона закалки мощностью до 2,5 см, сложенная мелкозернистой кварц-полевошпатовой массой зеленовато-серого цвета, постепенно переходящей в гранодиорит. Со стороны диоритов контакт резкий. В свою очередь там же наблюдались взаимоотношения гранодиоритов с более поздними роговообманковыми гранитами гимигинского комплекса.

Гранодиориты – розовато-серые, серые и темно-серые мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой, бластомилонитовой, милонитовой или катакластической структурами. В составе породы установлены: альбит-олигоклаз (25–70 %), калиевые полевые шпаты (10–40 %), кварц (до 20 %), биотит (10–25 %), роговая обманка (10–15 %). Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом и серицитом; акцессорные – цирконом, апатитом, ортитом, сфеном, гранатом и рудным минералом.

Третья фаза представлена гранитами, лейкогранитами ($\gamma\text{C}_1\text{zd}_3$), плагиогранитами ($p\gamma\text{C}_1\text{zd}_3$). В пределах Зейско-Депского массива гранитами сложено два тела, одно из которых площадью около 25 км² расположено в долине р. Улагир-Кан, второе размером 1×2 км находится на водоразделе Улагир-Кан–Нинни. Кроме того, граниты часто встречаются совместно с диоритами, что может свидетельствовать о насыщенности массива их мелкими немасштабными телами и маломощными жилами. Сагайский массив практически нацело сложен гранитами, среди которых выделяются лейкократовые разности.

В пределах Зейско-Депского массива установлено прорывание гранитами диоритов первой фазы комплекса. Диориты на контакте с гранитоидами инъецированы многочисленными жилами мощностью 2–10 см лейкогранитов. В пределах Сагайского массива граниты содержат шлировидные включения диоритов [34].

Для пород фазы также характерны неравномернозернистые текстуры с незакономерным чередованием участков мелко- и крупнозернистого, иногда порфиroidного, сложения. На отдельных участках в гранитах фиксируется протокластическая гнейсовидность.

Граниты – неравномернозернистые розовые, розовато- и зеленовато-серые или серые массивные, изредка гнейсовидные породы. Гнейсовидность выражается ориентированным расположением биотита. Неравномернозернистое строение проявляется в значительном колебании размеров породообразующих минералов и в наличии порфиробластовых структур. Обладают

гипидиоморфнозернистой, катакластической или бластокатакластической с реликтами гранитовой, брекчиевидной, бластомилонитовой структурами [25, 49].

В составе плагиогранитов главную роль играет олигоклаз (№22–26), занимающий 55–65 % объема породы. Ему подчинены кварц (25–35 %) и калиевый полевой шпат (10–20 %). При катаклазе олигоклаз замещается альбитом и микроклином. Роговая обманка, биотит и моноклинный пироксен присутствуют в количествах, не превышающих 3 %. В гранитах калинатровый полевой шпат занимает 40–45 %, олигоклаз (№ 26) – 25–30 % и кварц – 20–30 %. Содержания биотита и роговой обманки не превышают 3–5 %. Акцессорная минерализация в породах представлена апатитом, магнетитом и пиритом. Из вторичных минералов весьма широко развиты кварц, альбит, хлорит, эпидот и актинолит [49].

Лейкограниты имеют гипидиоморфнозернистую или катакластическую структуру. Порода сложена крупными ксеноморфными зернами кварца с облачным погасанием, идиоморфными зернами ортоклаза с совершенной спайностью и крупными таблитчатыми зернами полисинтетически сдвойникового плагиоклаза. Встречаются редкие чешуйки биотита. Вторичные изменения представлены пелитизацией плагиоклаза и хлоритизацией биотита [46].

Гранитоиды подвержены достаточно разнообразным вторичным изменениям. Милонитизация и катаклаз наиболее ярко проявлены в пределах Зейско-Депского массива. В Сагайском массиве, в связи с развитием площадных кор выветривания, динамометаморфизм фиксируется хуже. Тем не менее, во встречающихся глыбовых развалах достаточно часто отмечается катаклаз пород, менее широко развита милонитизация. Породы приобретают катакластическую структуру с раздроблением минералов и смещением их обломков относительно друг друга. Межобломочное пространство выполняется зеленовато-бурым агрегатом хлорита, серицита, каолина и рудной пыли. Часто граниты приобретают облик милонитов [49].

На разобщенных участках Сагайского массива установлено развитие кор выветривания, подчеркиваемое каолинизацией породы в целом или развитием каолина по полевым шпатам с одновременным разложением биотита. Породы при этом приобретают белый или желтоватый цвет, становятся мылкими на ощупь. Особенно ярко эти изменения проявлены в юго-западной части листа.

Окварцевание наблюдается достаточно часто и выражается заполнением зернистым агрегатом кварца трещин в зонах дробления или развитии в них линзовидных кварцевых обособлений. Этот кварц отличается нормальным погасанием, свидетельствующим о том, что тектонические движения после окварцевания не возобновлялись. Окварцевание сопровождается выделением переменных количеств хлорита и кальцита [25].

Отличительной чертой химического состава пород является повышенное содержание Al_2O_3 , достигающее в диоритах 18,34 %, в гранитах содержание глинозема составляет 11,96–15,7 %. Породы относятся к K-Na и Na сериям ($Na_2O/K_2O=0,62-11,52$) и обладают умеренной, высокой и весьма высокой глиноземистостью ($al^I=0,8-9,74$), повышающейся от диоритов к кварцевым диоритам и гранитам.

Диориты по химическому составу, в целом, близки к среднему составу этих пород. Отмечается незначительная обогащенность транзитными: Sc (13–25 г/т), V (105–322 г/т), Co (11–34 г/т) и редкоземельными: Pr (2,23–11,19 г/т), Dy (2,81–5,74 г/т), Ho (0,28–3,93 г/т), Er (1,36–3,9 г/т), Yb (1,28–3,81 г/т) элементами. Также в диоритах повышены содержания Ba (170–1188 г/т) и Pt (0,02–0,08 г/т). Диориты незначительно деплетированы в отношении крупноионных: Rb (24–82 г/т) и Sr (96–415 г/т), высокоразрядных: Y (4–28 г/т), Zr (8–79 г/т), Nb (2,77–8,18 г/т), Th (1–7 г/т), U (0,42–1,59 г/т) и редкоземельных: La (11–23 г/т), Ce (13–52 г/т), Lu (0,18–0,44 г/т) элементов. Граниты обогащены, по сравнению со средним составом кислых магматических пород Sr (16–65 г/т) и Pb (26–47 г/т). Породы имеют несколько пониженные от средних составов содержания крупноионных: Rb (128–200 г/т), Sr (165–261 г/т) и Ba (193–691 г/т), транзитных: Sc (2–6 г/т), V (17–33 г/т), Co (3,43–5,12 г/т) и высокоразрядных: Y (10–25 г/т), Zr (14–59 г/т), Nb (7–11 г/т), Th (14–16 г/т), Hf (0,56–1,69 г/т), Sm (3,54–7,17 г/т), Eu (0,6–1,36 г/т), Gd (3,56–7,71 г/т), Tb (0,38–0,94 г/т), Ho (0,32–0,94 г/т), Er (1–3 г/т), Tm (0,08–0,41 г/т), Yb (0,85–2,84 г/т), Lu (0,06–0,44 г/т).

Графики распределения РЗЭ в диоритах достаточно пологие $(La/Yb)_n=3,68-5,75$ и в них четко проявлена отрицательная аномалия Eu, соотношение $(Eu/Eu^*)_n$ в них составляет 0,14–0,21. В гранитах распределение РЗЭ несколько иное: $(La/Yb)_n=10,13-22,87$ и $(Eu/Eu^*)_n=0,08-0,42$.

Интерпретация геодинамических обстановок формирования пород комплекса при помощи диаграмм Дж. Пирса позволяет отнести их к магматитам вулканических дуг. Диаграмма Г. Б. Ферштатера Rb–Sr указывает на возможность формирования пород из производных континентальной и островодужной магм. На диаграмме $(La/Yb)_n$ – Yb_n составы их тяготеют к трендам плавления гранатовых амфиболитов и кварцевых эклогитов.

Значения индикаторного соотношения Rb/Sr в диоритах (0,01–1,21) свидетельствуют о формировании их из корового материала, что подтверждается Sm/Nd (0,15–0,29) и Ni/Co (0,2–9,83) соотношениями.

Минерагеническая роль образований зейско-депского комплекса не установлена.

На протяжении всего периода геологического изучения территории не было получено достоверных данных о возрасте пород. В начале исследований Ю. А. Одинцом, П. А. Сушковым и В. Ф. Зубковым массив диоритов назывался Зейско-Депским, а слагающие его породы – зейско-депскими диоритами. На основании правила приоритета и принято название комплекса.

Проблема возраста пород комплекса частично была решена по результатам ГДП-200 и проведенных несколько ранее научно-исследовательских работ. Так определение возраста при ГДП-200 порфиروبластических гранитов Сагайского массива на стадии составления ГК-1000/3 [3], отнесенного к октябрьскому комплексу, U-Pb методом по цирконам дало значение 518,4±4,8 млн лет. Возраст кварцевых диоритов Зейско-Депского массива, определенный тем же методом, составил 524±11 млн лет. При этом в диоритах обнаружены цирконы с возрастными 877±32 и 2 730±26 млн лет. Характерной чертой является присутствие единичных цирконов с возрастом, аналогичным гранитам и диоритам зейско-депского комплекса, в прорывающих их лейкогранитах раннепермского гимигинского комплекса. Ранее, при научно-исследовательских работах, U-Pb методом по цирконам был установлен возраст порфиروبластических биотитовых микроклинсодержащих гранитов Гарь-Ултучинского массива, относящегося на ГК-1000/3 к октябрьскому комплексу. Значение возраста составило 495±2,5 млн лет [12]. Полученные значения возрастов пород соответствуют, учитывая точность определений, раннему кембрию. Это не противоречит и вышеуказанному геологическому интервалу его становления.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Уньинский комплекс плагиогранит-габбродиоритовый выделяется впервые по результатам ГДП-200. Породы комплекса развиты в приосевой части хр. Джагды. Ими сложен ряд мелких тел, приуроченных к зонам разломов субширотного и северо-западного направлений и Уньинский массив размером (2–4)×13 км, расположенный на водоразделе Джагда–Бочагор. Общая площадь развития пород комплекса составляет около 45 км². Ранее эти породы выделялись в позднепалеозойский интрузивный комплекс без собственного названия [29, 48].

В состав комплекса входят габбродиориты и диориты ($v\delta PZ, \mu$), плагиограниты и лейкограниты ($r\gamma PZ, \mu$).

Уньинский массив представляет собой тектоническую пластину, надвинутую по зоне Тын-да-Уньинского шарьяжа на вулканогенно-осадочные образования раннепермской бочагорской свиты. В его строении намечается зональность, выраженная приуроченностью пород среднего состава к центральной части, а гранитов – к краевым. На МАКС массив выделяется пятнистым светлым фототонном. В аэрогеофизических полях породы массива не выражены, что может свидетельствовать о его небольшой мощности по вертикали.

Габбродиориты – мелко- и среднезернистые породы темно-серого, почти черного цвета, массивные или слабо рассланцованные. Структура пород цементная, бластоцементная, катакластическая с реликтами призматическизернистой, габбровой, реже – офитовой. Породы сложены деанортитизированным андезином №32–36 (30–55 %), роговой обманкой (30–60 %), пироксеном (5–8 %) и кварцем (2–3 %). Характерно присутствие 3–5 % ильменита. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, гранатом и апатитом. Вторичные – хлоритом, актинолитом, серицитом, сосюритом и кварцем [29]. Магматогенный кварц первой генерации встречается в виде неправильных зерен размером до 0,3 мм в промежутках между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки, имеет волнистое погасание. Вторичный кварц разъедает плагиоклаз и роговую обманку, нередко образуя в них пойкилитовые вростки размером до 0,1 мм. Ильменит представлен кристаллами неправильной формы размером 0,1–1,0 мм с лейкоксеновой оторочкой [29].

Диориты – мелко-, реже среднезернистые породы серого, светло-серого, зеленовато-серого, редко темно-зеленого цвета, грубо рассланцованные с нечетко выраженной гнейсовидной текстурой. Структура диоритов кластическая, цементная, бластоцементная, реже – реликтовая гипидиоморфнозернистая с одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки и резко ксеноморфным кварцем. Состоят породы из андезина № 32 (до 60 %), роговой обманки (до 35 %) и кварца (до 8 %). Вторичные минералы и особенности кварца аналогичны таковым габбродиоритов. Из акцессориев присутствуют ильменит, лейкоксен, магнетит, циркон и анатаз [29].

Плагиограниты – серые, светло-серые породы с полосчатой, линзовидно-полосчатой тексту-

рой. Структура цементная, бластокатакластическая с реликтами гранитовой, гипидиоморфно-зернистой. Состоят из плагиоклаза (50–60 %), кварца (до 30 %), биотита (2–3 %) и калиевого полевого шпата (до 3 %). Акцессорные минералы – ортит, циркон, рутил, сфен и рудный. Вторичные минералы представлены цоизитом, эпидотом, хлоритом, серицитом [29].

Лейкограниты – желтовато-, розовато- и светло-серые породы среднезернистого сложения. Текстура и структура этих пород аналогичны таковым плагиогранитов. Состоят породы из альбит-олигоклаза (20–27 %), микроклина (47–50 %), кварца (до 30 %) и биотита (до 3 %). Акцессорные минералы – ортит, циркон, сфен, рутил, рудный; вторичные – цоизит, эпидот, хлорит, серицит [29].

Общей для пород комплекса особенностью является наличие в тяжелой фракции проб-проточек галенита [29]. Граниты, слагающие мелкие тела, приуроченные к зонам разломов достаточно интенсивно микроклинизированы.

Средние породы комплекса принадлежат к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,71\text{--}4,85$). По глиноземистости они являются умеренно- и высокоглиноземистыми ($a^1=0,89\text{--}1,21$). Геохимические особенности пород среднего состава не изучены.

Граниты по значениям коэффициента $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,78\text{--}6,15$ преимущественно относятся к калиево-натриевой серии, а отдельные их образцы – к натриевой. При этом породы являются высокоглиноземистыми ($a^1=7,51\text{--}8,61$). В геохимическом отношении гранитоиды характеризуются, по сравнению со средним составом кислых интрузивных пород, деплетированностью, в той или иной мере, в отношении большинства элементов. Близки к средним содержания в гранитах крупноионных литофильных элементов: Sr (26–481 г/т) и Ba (50–899 г/т), транзитных элементов: Cr (4–19 г/т) и Ni (4–10 г/т), а также Pb (13–25 г/т). Необходимо отметить обогащенность гранитоидов оловом, содержания которого достигают 32 г/т.

Графики распределения РЗЭ в гранитоидах свидетельствуют о неравномерной и достаточно высокой их степени дифференциации $(\text{La}/\text{Yb})_n=3,73\text{--}23,02$. В гранитах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,1\text{--}0,29$.

Интерпретация геодинамических обстановок формирования пород при помощи диаграмм Дж. Пирса позволяет считать их островодужными и коллизионными образованиями. Диаграмма Г. Б. Ферштатера Rb–Sr указывает на возможность формирования пород комплекса из производных толеитовой континентальной и островодужной магм. Диаграмма $(\text{La}/\text{Yb})_n\text{--Yb}_n$ позволяет предположить формирование гранитов в результате плавления амфиболитов и кварцевых эколлитов.

Значения индикаторного соотношения Rb/Sr в гранитах (0,06–6,72) свидетельствуют о формировании их из корового материала, что подтверждается Sm/Nd (0,17–0,23) и Ni/Co (3,2–7,66) соотношениями.

Полезных ископаемых, связанных с породами комплекса, не установлено.

Возраст комплекса до недавнего времени считался позднепалеозойским на основании предполагаемого прорывания диоритами Уньинского массива фаунистически охарактеризованных раннепермских образований бочагорской свиты [48]. Позднее, при проведении АФГК-50, было сделано предположение об аллохтонном залегании массива, однако возраст его изменен не был [29]. Позднее, при проведении научно-исследовательских работ было подтверждено развитие в пределах Уньинского массива интрузивных образований габбро-диорит-плагиогранитного состава, и для биотитовых лейкогранитов U-Pb методом по цирконам было получено значение возраста 454 ± 5 млн лет [13]. При проведении ГДП-200 в верховьях р. Тукси также были встречены мелкие тела подобных гранитов, и U-Pb методом по цирконам их возраст был определен их в $416,9\pm 5,1$ млн лет. На основании этого, с учетом небольшого количества данных и значительного разброса полученных значений, принят раннепалеозойский возраст уньинского комплекса.

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Гимигинский комплекс гранодиорит-гранитовый выделен по результатам ГДП-200. Ранее эти породы включались в состав многофазного позднепалеозойского интрузивного комплекса без собственного названия. Название комплекса принято по местоположению наиболее изученного массива, расположенного в верховьях р. Гимигин. Этот массив рассматривается в качестве петротипического.

Комплекс сложен гранитами, гранодиоритами и лейкогранитами ($\gamma\text{P}_1\text{g}$). Характерным картировочным признаком гранитов комплекса является постоянное присутствие в их составе визуально диагностируемой роговой обманки.

Гранитоиды комплекса в пределах листа слагают ряд вытянутых в субширотном и северо-

западном направлениях тел в междуречьях Тунгала–Нинни и Тукси–Сагаян. Общая площадь развития пород комплекса составляет около 75 км².

Наиболее крупный Гимигинский массив протягивается в субширотном направлении из верховьев р. Нинни на западе, через верховья р. Гимигин до водораздела Тукси–Сагаян. Его площадь составляет около 50 км². Массив в западной своей части прорывает гранодиориты второй фазы зейско-депского комплекса с образованием в них зон осветленных пород мощностью до 3–5 см. В центральной его части установлены ксенолиты слабо ороговикованных вулканогенно-осадочных образований типаринской свиты раннекарбонического возраста. Ранее, при включении гранитоидов в единое петрографическое подразделение с диоритами Зейско-Депского массива, наличие этих ксенолитов являлось основанием для отнесения пород обоих комплексов к позднему палеозою. В восточной своей части граниты прорывают с ороговикованием отложения ольдойской свиты средне-позднедевонского возраста. По простиранию массив разбит на три блока разломами северо-западного и северо-восточного направлений. При этом центральный блок, имеющий наибольшую ширину выхода на поверхность, представляется взброшенным. Массив частично с юга и севера ограничен разломами северо-западного направления. Данных о внутреннем строении массива нет. Предполагается, что массив под умеренными (30–45°) углами погружается в южном направлении. На МАКС и в аэрогеофизических полях массив не выражен.

Еще один массив площадью около 12 км² находится в истоках ручьев Промежуточный и Встречный, вблизи западной границы листа. Он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму и по простиранию ограничен разломами северо-восточного простирания. Здесь гранитоиды прорывают диориты зейско-депского комплекса [34]. Сами гранитоиды прорваны габброидами ниннинского комплекса раннемелового возраста.

Пространство между указанными массивами насыщено мелкими телами гранитоидов комплекса сильно вытянутой в северо-западном направлении формы. Два тела гранитоидов подобной формы установлены на правом берегу р. Нинни. Они с ороговикованием прорывают фаунистически охарактеризованные осадки ольдойской свиты. Южнее зоны Нинни-Сагаянского разлома расположены еще три небольших по площади тела роговообманково-биотитовых гранитов, прорывающих граниты третьей фазы зейско-депского комплекса.

Граниты – массивные средне-крупнозернистые породы, состоящие из кварца (25–45 %), микроклина (25–70 %), олигоклаза №22–25 (5–30 %), биотита (2–10 %), роговой обманки (до 5 %). Из вторичных минералов развиты кварц, альбит, хлорит, эпидот и актинолит. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, цирконом, сфеном, апатитом и гранатом.

Лейкограниты отличаются от гранитов практически полным отсутствием темноцветов и мелко-среднезернистым сложением.

Гранодиориты – массивные или нечетко порфириовидные средне- и крупнозернистые серозеленоватые и серые породы, сложенные андезином №30–45 и микроклином (50–60 %), кварцем (20–35 %), роговой обманкой, биотитом. Содержание темноцветных минералов в сумме составляет 10–15 %, а их количественные соотношения колеблются довольно сильно, причем, колебаниям больше подвержено содержание роговой обманки. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, сфеном и апатитом, вторичные – серицитом, хлоритом, эпидотом. Андезин обычно преобладает над микроклином. В породах нередко отмечается слабо выраженная линейная ориентировка темноцветных минералов. При выветривании гранодиориты приобретают грязно-коричневую или красноватую окраску.

Для пород комплекса характерно преобладание гипидиоморфнозернистых структур, нередко отмечаются переходные к паналлотриоморфнозернистым и аплитовидным структурам. Обращает на себя внимание неравномерность пород, наблюдается незакономерное чередование участков крупно- и более мелкозернистого сложения.

В породах неравномерно проявлены каолинизация, выражающаяся развитием каолина по полевым шпатам с одновременным разложением железосодержащих минералов и окварцевание. Новообразованный кварц отличается от первичного нормальным погасанием.

Развитые на контакте гранитоидов с осадками ольдойской и типаринской свит роговики представляют собой массивные, очень редко – полосчатые, неравномернозернистые породы с гранобластовой или лепидогранобластовой структурой. Выделяются эпидот-хлорит-альбитовые и эпидот-альбит-кварцевые их разновидности.

С гранитоидами связаны ореолы березитизации вмещающих их диоритов зейско-депского комплекса, в которых установлена повышенная золотоносность.

Гранитоиды принадлежат к породам нормального ряда. Сумма щелочей составляет 5,61–7,41. Величина Na₂O/K₂O варьирует в интервале 0,97–3,56, что позволяет отнести породы к калиево-натриевой серии. Величина индекса ASI составляет 1,14–1,69, что соответствует слабо

перглиноземистым породам. По коэффициенту al' (2,67–7,05) породы являются весьма высокоглиноземистыми.

Гранитоиды обеднены большинством химических элементов по сравнению со средним составом кислых пород. Наиболее ярко это выражено в отношении Rb (28–99 г/т), Zr (13–62 г/т), Nb (5–12 г/т), Cs (0,47–2,19 г/т), Th (3,26–4,36 г/т) и U (0,81–1,42 г/т). Примерно равны средним концентрации промежуточных РЗЭ: Eu (0,76–1,77 г/т), Gd (4,28–9,44 г/т) и Tb (0,61–1,52 г/т). Повышенные содержания характерны для Sc (8–14 г/т), Cr (16–28 г/т), Ni (6–22 г/т) и тяжелых РЗЭ: Dy (4–9 г/т), Ho (0,72–1,76 г/т), Er (2–5 г/т).

Тренды распределения РЗЭ в гранитах свидетельствуют о незначительном преобладании легких РЗЭ над тяжелыми. Отношение $(La/Yb)_n$ составляет 2,10–3,89. Породы комплекса характеризуются глубоким Eu-минимумом $(Eu/Eu^*)_r=0,05–0,18$.

Гранитоиды характеризуются соотношениями Rb/Sr от 0,06 до 0,60. Sm/Nd соотношение составляет 0,23–0,30; Ba/Sr=0,39–6,23 и Ni/Co=1,92–4,95. На основании этого можно предположить исключительно коровую природу пород комплекса.

Геодинамическая природа гранитов, при помощи диаграммы Дж. Пирса Rb–Y+Nb определяется как островодужная. Отношения элементов-индикаторов геодинамических обстановок: La/Yb=3–6 (менее 10) и Th/U=2–5 (преимущественно менее 4) позволяют относить породы комплекса к окраинно-континентальным образованиям.

Датирование по цирконам U–Pb методом, выполненное при ГДП-200 для гранитов Гимигинского массива, дало датировку $277,1 \pm 1,7$ млн лет. На территории листа N-52-XXI аналогичным методом был определен в $272,7 \pm 3,6$ млн лет возраст лейкогранита. Последняя проба содержит циркон с возрастом $514,7 \pm 8,3$ млн лет, что совпадает с возрастом гранитов и диоритов Зейско-Депского массива, прорываемых гранитоидами гимигинского комплекса. На основании этого возраст гимигинского комплекса принят раннепермским.

ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Триасовые интрузивные образования в пределах района представлены двумя интрузивными комплексами. Образования пиканского комплекса развиты в пределах АОСС, а вачеланского – в пределах АММ.

Пиканский комплекс габбро-плагиогранитовый выделен в районе створа Зейской ГЭС в 1956 г. Н. П. Саврасовым [31]. Ранее в его состав включались и диориты, отнесенные в настоящей записке к зейско-депскому комплексу. В состав пиканского комплекса включены интрузии, прорывающие образования АОСС.

На площади листа комплекс представлен габбро (vTr), плагиогранитами ($prTr$) и ультрабазитами нерасчлененными (ΣTr).

Породами комплекса сложены мелкие и немасштабные вытянутые в северо-западном направлении тела, расположенные преимущественно на левобережье верхнего течения р. Тунгала. Отдельные выходы пород установлены на водоразделе Сагаян–Тукси и на правобережье последней, в бассейнах ручьев Джалон и Ниж. Джалон. Площадь выраженных в масштабе тел составляет 0,2–1,8 км². Общая площадь развития пород комплекса составляет около 15 км². В структурном плане тела локализованы в образованиях Зей-Тунгалинской подзоны.

На МАКС и в аэрогеофизических полях породы комплекса не выражены из-за малых размеров сложенных ими тел.

Габбро слагают два тела, наиболее крупное из которых расположено на левобережье верхний р. Тунгала, а второе – на водоразделе Сагаян–Тунгала. Ширина выхода тел на поверхность составляет 0,2–0,6 км, протяженность наиболее крупного из них достигает 7 км. Габбро локализованы в существенно вулканогенных образованиях зубаревской свиты раннепалеозойского возраста, которые предположительно и прорывают. Крупное тело сечет слоистость зубаревской свиты практически под прямым углом. В его пределах зафиксирована полосчатость, обусловленная чередованием пород с разным содержанием темноцветных минералов. Полосчатость погружается на юго-запад под углом 70°. Второе тело габбро залегает субсогласно с вмещающими породами.

Плагиограниты являются наиболее широко распространенными породами комплекса в пределах района. Ими сложено две цепочки тел северо-западного простирания. Южная цепочка протягивается параллельно надвижу, ограничивающему с севера распространение образований зубаревской свиты от водораздела Оногох–Камнега до левого борта долины р. Тунгала, напротив устья руч. Голубой. Вторая цепочка тел намечается на правом борту р. Тукси, в бассейнах ручьев Джалон и Ниж. Джалон. Ширина выходов плагиогранитов на поверхность не превышает 0,5 км, а протяженность – 3 км. В пределах одного из тел плагиогранитов, расположенного

на водоразделе Гимигин–Камнега, в старом карьере установлен ксенолит образований зубаревской свиты.

Ультрабазитами сложены два внемасштабных тела, расположенных на водоразделе Тунгла–Тукси и выявленных при проведении детализационных работ при ГДП-200. Предполагается северо-западное и субширотное их простираие. Мощность тел не установлена, а их протяженность не превышает 1 км.

Для всех тел комплекса предполагается субпластовая форма с погружением в юго-западном направлении. Их внедрение может быть связано с одним из этапов тектонической активизации Южно-Тукурингского разлома.

Учитывая плохую обнаженность территории распространения пород комплекса, нельзя исключать выявление дополнительных тел в случае проведения более детальных геологоразведочных работ.

Габбро – мелко-среднезернистые массивные и полосчатые породы серого и зеленовато-серого цвета. Текстура полосчатая, обусловленная чередованием полос с разным содержанием темноцветных минералов, реже – пятнистая и массивная. Обладают гранобластовой, переходной к габбровой и габбровой структурами. В строении породы участвуют андезин-лабрадор (20–50 %), роговая обманка (40–70 %), редко встречаются единичные реликтовые зерна пироксена. Вторичные минералы – эпидот, биотит, кварц, роговая обманка. Акцессорная минерализация представлена гранатом, цирконом, апатитом, ортитом, сфеном и рудными минералами. Достаточно часто в габбро отмечается вкрапленность частично лимонитизированного пирита до 2–3 % и отдельных зерен халькопирита.

Плагиограниты – серые, светло-серые средне-, крупнозернистые, порфириовидные породы с катакластической и цементной, реликтовой гипидиоморфнозернистой, гранитовой структурой. Породообразующие минералы представлены олигоклазом и олигоклаз-андезином (40–70 %), кварцем (15–30 %), биотитом (2–6 %). Как правило, породы раздроблены и растащены. Для кварца характерно мозаичное погасание. Из вторичных минералов отмечаются стильпомелан, хлорит, эпидот, серицит, кварц, карбонат, биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ильменитом.

Ультрабазиты – темно-зеленые, зеленовато-серые, серые средне-мелкозернистые породы с пойкилитовой или петельчатой структурой. Текстура аналогична габбро. Породообразующие минералы представлены оливином (до 50 %), роговой обманкой (60–70 %), пироксеном (2–3 %). Вторичные минералы – серпентин (до 40 %), хлорит, карбонат, актинолит, эпидот, серицит. Акцессорные – хромит, апатит, сфен, циркон. Встречаются породы ультраосновного состава, в различной степени подвергнутые серпентинизации, минеральный состав которых не изучен.

Петрохимически породы комплекса принадлежат нормальному ряду калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,51\text{--}3,21$). Глиноземистость пород комплекса повышается по мере увеличения их кислотности. Ультрабазиты и габбро относятся к низко- и умеренноглиноземистым ($a^1=0,59\text{--}1,00$), плагиограниты являются высокоглиноземистыми а значение коэффициента a^1 достигает в них 1,62. Индекс ASI в ультрабазитах составляет 0,48–0,63, повышается в габбро до 0,67–0,80 и достигает в плагиогранитах 1,62.

В отношении средних содержаний элементов в соответствующих по составу породах образования комплекса ведут себя двояко. Ультрабазиты комплекса характеризуются резко повышенными, по сравнению со средними концентрациями в ультраосновных породах, содержаниями большинства изученных элементов. Особенно сильно породы обогащены крупноионными литофильными и транзитными элементами: V (396–435 г/т), Ga (19–20 г/т), Rb (13–15 г/т), Sr (88–664 г/т), Y (47 г/т). Также в них существенно повышены, по сравнению с кларковыми, концентрации большей части РЗЭ: Ce (11–16 г/т), Pr (2,17–2,85 г/т), Nd (13–16 г/т), Sm (4,38–5,11 г/т), Gd (6,63–7,62 г/т), Tb (1,13–1,27 г/т), Dy (7,57–8,63 г/т), Ho (1,64–1,81 г/т), Er (5,54–5,07 г/т), Tm (0,61–0,67 г/т) и Yb (3,89–4,24 г/т). Менее значительно в этих породах повышены содержания Be (0,58–0,79 г/т), Sc (36–43 г/т), Nb (2,64–6,63 г/т), Cs (1,11–1,32 г/т), Hf (0,6–2,05 г/т), Pb (0,39–1,96 г/т), Th (0,06–0,310 г/т) и U (0,20–0,31 г/т). Пониженные, по сравнению со средними для ультраосновных пород, концентрации установлены для Co (37–41 г/т) и резко пониженные – для Cr (66–95 г/т) и Ni (42–56 г/т). Габбро пиканского комплекса относительно средних содержаний для основных пород незначительно обогащены Be (0,63–0,86 г/т), Sr (517–717 г/т), Cs (0,74–1,90 г/т) и частью РЗЭ: Ce (19–63 г/т), Pr (3–8 г/т), Nd (15–34 г/т), Sm (4–6 г/т), Gd (5,68–6,92 г/т), Tb (0,78–0,86 г/т) и Tm (0,24–0,33 г/т). Незначительно понижены в габбро концентрации V (233–235 г/т), Ga (15–18 г/т), Rb (10–36 г/т), Nb (5,01–5,39 г/т), Ho (0,76–1,09 г/т), Er (2,18–2,91 г/т), Lu (0,21–0,25 г/т), Hf (0,64–1,08 г/т), Pb (0,9–5,25 г/т), Th (0,36–1,04 г/т) и U (0,23–0,25 г/т). Габбро существенно обеднены Cr (24–72 г/т). Плагиограниты

комплекса незначительно обогащены, по сравнению со средним составом кислых пород Ве (0,22–6,97 г/т), Сг (39–50 г/т) и Ni (11–22 г/т). В гранитоидах установлены незначительно пониженные концентрации V (39–50 г/т), Ga (10–15 г/т), Y (6–28 г/т), Cs (0,32–3,09 г/т), Ba (199–854 г/т), Pb (7–27 г/т), Th (9,14–10,25 г/т) и U (0,23–2,08 г/т). В этих породах также понижены содержания РЗЭ: La (27–35 г/т), Ce (63–80 г/т), Pr (5,22–6,78 г/т), Nd (18–34 г/т), Sm (2,43–6,05 г/т), Eu (0,64–1,27 г/т), Gd (2,81–6,57 г/т), Tb (0,22–0,69 г/т), Dy (1–5 г/т), Ho (0,17–0,79 г/т), Er (0,59–2,93 г/т), Tm (0,02–0,32 г/т) и Yb (0,42–2,77 г/т). Плагииграниты резко деплептированы в отношении Rb (14–61 г/т), Zr (11–152 г/т), Nb (3–10 г/т), Lu (0,01–0,3 г/т) и Hf (0,26–3,03 г/т).

Тренды распределения РЗЭ пород комплекса имеют разный вид. Для ультрабазитов характерен субгоризонтальный тренд на уровне 0,6–1,3 хондритовых уровней. Содержания РЗЭ в габбро составляют 0,25–3,5 хондритовых уровней при сохранении субгоризонтальности трендов их распределения. Плагииграниты характеризуются отрицательным наклоном трендов распределения РЗЭ, а их содержания достигают 65 хондритовых уровней. Отношение $(La/Yb)_n$ в ультрабазитах составляет 0,64–0,96, в габбро – 2,56–9,51 и повышается до 43,28 в плагиигранитах. Европиевая аномалия во всех разностях пород комплекса имеет практически одинаковое значение. Соотношение $(Eu/Eu^*)_n$ составляет в ультрабазитах 0,13–0,16, в габбро – 0,12–0,19, в плагиигранитах – 0,10–0,29.

Согласно классификации О. М. Глазунова габбро пиканского комплекса близки к образованиям титанисто-хромисто-никель-платиноидного геохимического типа.

Значения индикаторного соотношения Rb/Sr в ультрабазитах и базитах комплекса (0,01–0,17) свидетельствует об их формировании из материала неистощенной мантии со значительной примесью корового материала. Примерно такое же значение этого соотношения (0,08–0,19) характерно и для плагиигранитов. Значения коэффициентов Sm/Nd (0,13–0,35) и Ni/Co (0,59–2,21) свидетельствуют о коровом происхождении пород пиканского комплекса. На основании этого можно принять мантийно-коровый генезис комплекса, а его внедрение связать с одним из этапов тектонической активности в зоне Южно-Тукурингского разлома.

Интерпретация условий формирования пород комплекса при помощи диаграммы Sr/Y–Y указывает на их принадлежность к образованиям классических островных дуг.

Полезных ископаемых, связанных с образованиями пиканского комплекса, не установлено.

Возраст пород комплекса геологическими методами определяется достаточно условно по прорыванию ими вулканогенно-осадочных образований Зей-Тунгалинской подзоны условно среднепалеозойского возраста. При проведении ГДП-200 для габбро из наиболее крупного выявленного массива была получена датировка U-Pb методом по цирконам в 241,2±4,5 млн лет. Габбро также содержит цирконы с возрастом 1 910±18 млн лет. Ранее в пределах Селемджинской зоны [14] для аналогичных вышеописанным плагиигранитов, залегающих в аналогичной структурной обстановке и отнесенных к златоустовскому комплексу, расположенного в верховьях р. Бол. Кера (лист N-53-XXVI), массива U-Pb методом по цирконам была получена датировка 226±5 млн лет, для габброидов массива Афанасьевского купола (лист N-53-XXVI) – 239±2 млн лет и для плагиигранитов Губаревского массива (лист N-53-XXV) – 223±10 млн лет. На основании изложенного принят триасовый возраст пород пиканского комплекса.

Вачеланский комплекс гранит-лейкогранитовый выделен по результатам ГДП-200 и включает в себя породы, ранее относившиеся к комплексу без собственного названия аналогичного возраста [34]. На мелкомасштабных картах, составленных в последнее десятилетие [3, 41], эти породы отнесены к харинскому комплексу пермо-триасового возраста, петротипическая местность которого находится на территории Буреинского массива, в пределах Хабаровского края.

Комплекс сложен преимущественно лейкогранитами, умереннощелочными лейкогранитами и гранитами ($l\gamma T_3v$). В его состав так же входят малые тела и дайки гранит-порфиров, умереннощелочных гранит-порфиров и лейкогранит-порфиров ($\gamma\pi T_3v$).

Интрузии распространены на правобережье р. Сагаян и в бассейне левых притоков р. Нинни, в ее верхнем течении. В структурном плане они расположены в пределах АММ, южнее Нинни-Сагаянского разлома. Общая площадь, занимаемая породами комплекса, составляет около 150 км².

Породами комплекса сложен Вачеланский массив, представленный на поверхности несколькими разобщенными выходами. Форма массива и его внутреннее строение не выяснены из-за очень плохой обнаженности. Для большей его части характерно совместное развитие в делювиальных развалах лейкогранитов, их умереннощелочных разностей и гранитов. В крайней северо-западной части массива отмечается участок резкого преобладания лейкогранитов. Последнее может свидетельствовать о том, что здесь обнажена более глубинная часть массива,

и предположить его погружение в восточном направлении. Это же косвенно подтверждается развитием в восточной части массива, на правобережье руч. Вачелан, наиболее крупных малых тел порфировых пород комплекса. Западнее развиты только дайки указанных пород, выражающие тенденцию к концентрации вблизи Нинни-Сагайского разлома. На МАКС площадь развития пород комплекса выделяется участком с пологим рельефом и дендритообразным рисунком гидросети. Границы массива не дешифрируются. В аэрогеофизических полях массив не выражен.

Данные о взаимоотношениях пород комплекса между собой и с вмещающими образованиями скудны. В делювиальных развалах отмечалось прорывание гранитами аналогичных по составу пород третьей фазы зейско-депского комплекса. В эндоконтактной зоне развиты мелкозернистые граниты, внешне близкие к аплитам, со слабо проявленной полосчатой текстурой [50]. На основании маршрутных наблюдений предполагается наличие в породах Вачеланского массива ксенолитов (остатков кровли) интенсивно ороговикованных образований туранской серии позднего рифея. В верховьях р. Нинни среди осадков наптаргинской свиты позднетриасового возраста выявлены делювиальные развалы гранит-порфиров, что позволяет предположить более молодой, по сравнению с осадками, возраст гранит-порфиров. Сами граниты прорываются диоритами бурундинского комплекса, закартированными в восточной части массива и дайками талданского и амуро-станового комплексов.

Для наиболее широко распространенных пород комплекса характерны неравномернозернистые массивные текстуры, нередко порфировидные. Цвет пород серый, желтовато- и розовато-серый, кремовый. В них преимущественно развиты гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, иногда бластогранитовая структуры.

Лейкограниты – массивные среднезернистые породы, состоящие из кварца (45 %), олигоклаза (15 %) и калиевого полевого шпата (40 %). В качестве цветного минерала в незначительных количествах присутствует биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом и гематитом, вторичные – серицитом, хлоритоидами.

Граниты внешне подобны лейкогранитам и состоят из кварца (25–30 %), нерешетчатого калиевого полевого шпата (30–35 %), олигоклаза (35–40 %) и биотита (5–7 %). В ассоциации с биотитом нередко присутствует гранат в количестве до 2 %. Акцессорные минералы – циркон и ортит, вторичные – серицит и хлорит.

Умереннощелочные лейкограниты – крупно-среднезернистые массивные породы. Состоят из калиевого полевого шпата (40 %), олигоклаза (29 %), кварца (27 %) и биотита (3 %). Встречаются отдельные зерна роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, гематитом, вторичные – серицитом, хлоритом, цоизитом.

Лейкогранит-порфиры – белые, за счет аргиллизации, массивные породы с порфировыми вкраплениями дымчатого кварца, основная масса полнокристаллическая, сферолитовая с гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой структурой. Вкрапленники представлены идиоморфными кварцем и олигоклазом № 25–27, аллотриоморфным калиевым полевым шпатом и мусковитом. Они занимают до 15 % породы. Основная масса имеет аналогичный вкрапленникам минеральный состав и представлена радиальнолучистыми и аксиолитовыми образованиями, представляющими собой разросшиеся сферолиты, часто нарастающие на фенокристаллы перпендикулярно их ограничениям, в сочетании с мелкими кристаллами полевых шпатов мусковита, гематита и циркона.

Умереннощелочные лейкогранит-порфиры отличаются от лейкогранит-порфиров повышенным (до 25 %) количеством фенокристаллов, среди которых резко преобладает калиевый полевой шпат розовато-кремowego цвета. Основная масса сферолитовая, имеет графическую структуру, состоит из мелких кристаллов полевых шпатов, биотита и роговой обманки. Графическая структура вызвана образованием мирмекитов в плагиоклазах и пертитов в калиевом полевым шпате.

Гранит-порфиры – серые массивные порфировые породы, в светло-серой основной массе которых хорошо видны порфировые выделения плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Основная масса состоит из кварца, калишпата, плагиоклаза и биотита.

Гранитоиды комплекса обладают повышенной общей щелочностью. Сумма щелочей составляет 7,33–8,28 и отдельные образцы лейкогранитов и гранит-порфиров являются умереннощелочными породами. Породы являются существенно калиевыми, величина Na_2O/K_2O варьирует в интервале 0,68–1,06, что позволяет отнести их к калиево-натриевой серии. Величина индекса ASI в породах составляет 1,31–1,61, что характерно для слабо перглиноземистых пород. По коэффициенту a_1' породы являются, за исключением отдельных образцов лейкогранитов, весьма высокоглиноземистыми. Часть лейкогранитов относится к умеренноглиноземистым образованиям.

Гранитоиды комплекса имеют обедненный химический состав по сравнению со средним составом кислых пород. Содержания большей части определенных в их составе элементов ниже кларковых. Так гранитоиды деплетированы в отношении Cs (2,68–5,57 г/т) и всех РЗЭ. Транзитные и высокоразрядные элементы ведут себя в гранитоидах по-разному. Содержания транзитных Sc (2–6 г/т), V (5–18 г/т), Co (1–4 г/т) и Cu (11–39 г/т) ниже кларковых, а Cr (6–39 г/т), Ni (1–16 г/т) и Zn (15–318 г/т) превышают средние их содержания в кислых породах. Точно также высокоразрядные Y (7–37 г/т), Zr (36–99 г/т), Hf (1–6 г/т) и Nb (3–13 г/т) не достигают, а содержания Pb (7–36 г/т), Th (14–28 г/т) и U (2–6 г/т) значительно превышают средний уровень их концентраций в кислых породах. Обращает на себя внимание высокий (4–15 г/т) уровень содержаний в гранитоидах Sn.

Тренды распределения РЗЭ в гранитах свидетельствуют о незначительной и достаточно равномерной деплетированности их в отношении РЗЭ. Отношение $(La/Yb)_n$ составляет 1,50–23,44. Породы комплекса имеют глубокий Eu-минимум $(Eu/Eu^*)_n=0,02–0,27$.

Гранитоиды характеризуются соотношениями Rb/Sr от 0,22 до 3,77. Sm/Nd коэффициент составляет в породах комплекса 0,16–0,34; Ba/Sr=0,80–9,33 и Ni/Co=0,67–10,38. На основании этого можно предположить коровую природу гранитоидов с участием в их составе производных неистощенной мантии.

Геодинамическая природа гранитов при помощи диаграммы Дж. Пирса Rb–Y+Nb определяется как островодужная. Фигуративные точки составов гранит-порфиров ложатся в поле коллизионных образований. Отношения элементов-индикаторов геодинамических обстановок: La/Yb=2–35 (преимущественно более 10) и Th/U=4–9 (преимущественно более 4) также не позволяют относить породы комплекса к окраинно-континентальным образованиям.

На основании изложенного предполагается формирование вачеланского комплекса в условиях континентальной коллизии шотландского типа.

С гранитоидами комплекса связаны ореолы пиритизированных, графитизированных и грейзенизированных пород, специализированных на олово, вольфрам и редкие земли. С измененными породами связано комплексное проявление Вачелан.

Геологический возраст гранитоидов определяется интервалом между становлением зейско-депского и буриндинского комплексов, что установлено ранее [34] их взаимоотношениями. Датирование гранитоидов комплекса U-Pb методом по цирконам, выполненное в процессе ГДП-200 в трех пунктах, дало следующие результаты: для лейкогранитов района ст. Дугда – 220 ± 4 млн лет, для умереннощелочных гранитов – $231,3 \pm 4$ млн лет, для гранит-порфиров – $226,9 \pm 3,8$ млн лет. Последние две пробы отобраны в бассейне р. Вачелан. В лейкогранитах установлены цирконы с возрастом $277,1 \pm 1,7$ млн лет, что достаточно четко соответствует времени становления гимигинского комплекса гранодиорит-гранитового. На основании изложенного принят позднетриасовый возраст пород вачеланского комплекса.

ЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования юрского возраста распространены в ЗССБС и АОСС. В пределах Усть-Гилийского блока распространены диориты обкинского комплекса, а в пределах Зея-Тунгалинской подзоны – субвулканические интрузии тунгалинского комплекса.

Тунгалинский комплекс субвулканический риолит-трахибазальт-базальтовый впервые выделен по результатам ГДП-200.

Породами комплекса сложена серия выражающихся в масштабе карты массивов штокообразной, вытянутой в северо-западном направлении, формы. В составе тел резко преобладают базальты и трахибазальты, подчиненную роль играют более кислые породы. Размеры выделенных тел достигают 2×6 км, а общая их площадь составляет около 30 км^2 . Породами комплекса также сложены многочисленные немасштабные дайки небольшой протяженности. В структурном плане штокообразные тела локализованы в пределах развития вулканогенно-осадочных образований верхнеалгаинской подсвиты и гармаканской свиты.

В состав комплекса входят базальты и трахибазальты ($\beta J_{1-3}t$), риолиты ($\lambda J_{1-3}t$). При этом в строении штокообразных тел одновременно участвуют базальты, трахибазальты и риолиты. Также выявлены монопородные дайки базальтов и трахибазальтов, риолитов.

Ранее эти породы описывались в качестве «зеленых сланцев» или «зеленокаменных пород». Обе указанные разновидности включались в разрезы условно среднепалеозойских стратифицированных образований. Изучение первичных материалов ГС-200 и АФГК-50 и их дополнение полевыми и камеральными работами стадии ГДП-200 однозначно позволяют выделить две морфологические разновидности так называемых «зеленокаменных пород» или «зеленых сланцев». Это являющиеся частями разрезов палеозойских вулканогенно-осадочных стратонев ме-

таморфизованные вулканиты пестрого состава и собственно породы, выделяемые в тунгалинском комплексе.

Последние отличаются наличием порфировых и миндалекаменных структур и незначительной измененностью первичного минерального состава. В них часто фиксируются порфировые выделения плагиоклаза и биотита. В отдельных образцах намечается флюидалность. Характерным картировочным признаком пород комплекса является широкое развитие в полях их развития, крупноглыбовых развалов, часто фиксируемых белым фототонном на МАКС. Наиболее крупные выходы пород комплекса выражаются изометричными положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 200 нТл, что подтверждает их штокообразную форму. Базальтоиды часто содержат включения вмещающих их вулканогенно-осадочных пород разных размеров, превращенных в сланцы.

Базальты – в различной степени зеленые, серовато-зеленые, черные, часто с пятнистой окраской породы. Обладают порфиробластовыми структурами с лепидобластовой или нематолепидобластовой структурой основной массы. В составе порфиробластов преобладает плагиоклаз, насыщенный включениями эпидота и актинолита. Основная масса породы сложена хлоритом (60–80 %), актинолитом (до 30 %), эпидотом (до 10 %), иногда содержит до 20 % кальцита.

Риолиты – светлые, до белых фельзитоподобные рассланцованные породы с бластопорфировой структурой. Вкрапленники (до 2–3 мм) представлены кварцем и кислым плагиоклазом. Основная масса микролепидогранобластовая кварц-полевошпат-серицитового состава [34].

Петрохимически базальты относятся к калиево-натриевой и натриевой сериям ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,39\text{--}28,86$) и являются низкоглиноземистыми ($aI'=0,66\text{--}0,70$). Трахибазальты характеризуются $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ соотношениями 1,85–18,32 и по сериям щелочности аналогичны базальтам. По глиноземистости трахибазальты являются низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми ($aI'=0,66\text{--}1,22$). Индекс ASI составляет в трахибазальтах 0,55–1,18, в базальтах – 0,66–1,16. По соотношению $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ базальтоиды частично относятся к толеитовой и, преимущественно, к щелочно-базальтовой сериям. При этом породы характеризуются достаточно высокими (1,40–2,59 %) содержаниями двуокиси титана.

По сравнению со средним составом основных пород базальтоиды комплекса существенно обогащены транзитными элементами: Sc (36–54 г/т), V (221–586 г/т) и Cr (84–540 г/т). Отмечается неотчетливое обогащение пород Ga (11–23 г/т), Y (17–56 г/т) и тяжелыми РЗЭ: Tb (0,42–1,56 г/т), Ho (0,61–2,00 г/т), Er (1,87–6,45 г/т), Tm (0,19–0,83 г/т), Yb (1,71–5,73 г/т). Напротив обеднены эти породы крупноионными литофилами: Rb (2–34 г/т), Ba (20–201 г/т), Sr (83–326 г/т); высокоразрядными элементами: Th (0,03–1,04 г/т), U (0,05–0,31 г/т), Zr (4–46 г/т), Hf (0,22–1,25 г/т), Nb (0,54–4,36 г/т) и легкими РЗЭ: La (1,38–9,13 г/т), Ce (5–22 г/т), Pr (0,78–3,70 г/т), Nd (5–20 г/т). Кроме того, в трахибазальтах установлена платина в количествах 0,02–0,62 г/т.

Тренды распределения РЗЭ в базальтоидах комплекса являются субгоризонтальными, близкими к хондритовому, содержания элементов варьируют в пределах 2–25 хондритовых уровней. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в базальтах составляет 0,55–1,42, несколько повышаясь в трахибазальтах (0,76–1,84). При этом для пород характерно более дифференцированное распределение тяжелых РЗЭ $((\text{Dy}/\text{Lu})_n=1,23\text{--}2,06)$ при более равномерном распределении легких РЗЭ $((\text{La}/\text{Sm})_n=0,47\text{--}1,32)$. Последнее свидетельствует об относительной обогащенности пород комплекса промежуточными РЗЭ. Характерна отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu})_n=0,09\text{--}0,31$.

Для базальтоидов установлены следующие интервалы изменения индикаторных соотношений: $\text{Rb}/\text{Sr}=0,01\text{--}0,26$, $\text{Sm}/\text{Nd}=0,29\text{--}0,37$, $\text{Ba}/\text{Sr}=0,11\text{--}1,81$. Эти значения свидетельствуют о возможном формировании пород из вещества неистощенной мантии.

Фигуративные точки составов базальтоидов комплекса на диаграмме Дж. Пирса ($\text{Ti}/\text{Y}\text{--}\text{Nb}/\text{Y}$) преимущественно попадают в поле базальтов вулканических дуг. Отдельные точки относятся к полю базальтов срединно-океанических хребтов. Для разделения островодужных базальтов и базальтов срединно-океанических хребтов были использованы диаграммы Дж. Пирса ($\text{Cr}\text{--}\text{Y}$ и $\text{Cr}\text{--}\text{Ce}/\text{Sr}$). В результате этого установлена достаточно однозначная принадлежность базальтоидов к образованиям вулканических дуг.

Со становлением комплекса связывается формирование кварцитов метасоматических, обладающих повышенной золотоносностью, которые ранее часто считались частями разрезов условно среднепалеозойских образований. Наиболее перспективными в отношении золоторудной минерализации являются окварцованные, альбитизированные и сульфидизированные породы, также связываемые со становлением тунгалинского комплекса.

Геологический возраст комплекса определяется временным интервалом между формированием вулканогенно-осадочных образований Зeya-Тунгалинской подзоны, предположительно в

среднем палеозое, которые активно прорываются породами комплекса и накоплением отложений квартера, залегающих на базальтоидах. Датированием цирконов базальтов комплекса U-Pb методом на территории листа возраст пород определен в 179 ± 3 млн лет. Возраст риолитов, участвующих в строении единых с базальтоидами тел, определен аналогичным методом в $147 \pm 5,4$ млн лет. На основании имеющихся данных принят юрский возраст комплекса. При этом следует понимать, что возраст комплекса, в случае проведения его дальнейшего изучения, может быть уточнен. Возможно, в настоящее время в его состав объединены образования разных комплексов.

Обкинский комплекс гранодиорит-диоритовый выделен при проведении ГДП-200 листов N-52-XII, XIV в 2008 г. С. Г. Агафоненко.

В пределах района породами комплекса сложено юго-восточное окончание петротипического Усть-Гилуийского массива, занимающее около 10 км^2 в крайней северо-западной части листа. Ранее эти породы считались раннедокембрийскими и относились к комплексу без собственного названия [34, 55].

В пределах листа комплекс сложен диоритами до гранодиоритов ($\delta\text{-}\gamma\delta\text{J}_{1-20}$).

Характерным картировочным признаком диоритоидов является проявленная почти повсеместно полосчатость течения. Прототектонический характер полосчатости и ее формирование в процессе магматической стадии становления интрузии подтверждается массивностью текстур в пределах отдельно взятых светлых и темных полос, мощность которых достигает $1\text{--}10 \text{ см}$ [15]. В аэромагнитном поле площадь развития пород комплекса подчеркивается слабоизрезанным положительным фоном интенсивностью до 100 нТл .

Диориты – средне-крупнозернистые серые породы с хорошо выраженной полосчатостью и гипидиоморфнозернистой, лепидо-, грано-, гетеробластовой или порфирированной структурами. В порфирированных породах основная масса имеет лепидогранобластовую структуру. Выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые разности, связанные между собой постепенными переходами. В сложении диоритов принимают участие: олигоклаз-андезин ($75\text{--}90 \%$), биотит и роговая обманка ($3\text{--}10 \%$), кварц ($2\text{--}5 \%$) и калиевый полевой шпат (до 2%). Характерной особенностью пород является наличие $2\text{--}3 \%$ желтовато-зеленого эпидота. Акцессорные минералы: сфен, апатит и циркон, вторичный – серицит.

Кварцевые диориты состоят из андезина или олигоклаз-андезина ($40\text{--}80 \%$), биотита и роговой обманки ($15\text{--}25 \%$), кварца ($3\text{--}10 \%$), калиевого полевого шпата ($1\text{--}2 \%$). Акцессории – сфен, апатит, рудный, эпидот, гранат.

Гранодиориты сложены олигоклазом ($55\text{--}75 \%$), кварцем ($15\text{--}20 \%$), микроклином ($10\text{--}15 \%$), биотитом ($8\text{--}10 \%$), роговой обманкой (до 2%) и эпидотом (до 1%). Акцессории представлены сфеном, апатитом, цирконом, монацитом и рудным минералом, вторичные – хлоритом, мусковитом и пелитом.

Петрохимически породы комплекса относятся преимущественно к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,88\text{--}3,25$). Глиноземистость пород комплекса различна: диориты являются высокоглиноземистыми ($a^1=1,53\text{--}1,77$), гранодиориты – весьма высокоглиноземистыми, значения коэффициента a^1 достигают в них $5,53$. Индекс ASI в диоритах составляет $0,71\text{--}1,03$, в гранодиоритах его значение повышается до $2,16$.

Полученные на западном продолжении массива (лист N-52-XXI) данные свидетельствуют об обогащенности диоритов, по сравнению со средним составом аналогичных по составу интрузивных пород V ($176\text{--}213 \text{ г/т}$), Sr ($365\text{--}530 \text{ г/т}$), Nb ($14\text{--}22 \text{ г/т}$), Ba ($506\text{--}596 \text{ г/т}$) и P3Э: Ce ($52\text{--}68 \text{ г/т}$), Pr ($6\text{--}7 \text{ г/т}$), Nd ($25\text{--}32 \text{ г/т}$), Sm ($5\text{--}6 \text{ г/т}$), Eu ($1,23\text{--}1,52 \text{ г/т}$), Dy ($4,01\text{--}5,47 \text{ г/т}$) и Er ($2,20\text{--}3,17 \text{ г/т}$). В диоритах незначительно понижены концентрации Cr ($20\text{--}51 \text{ г/т}$), Ni ($7\text{--}17 \text{ г/т}$), Rb ($40\text{--}86 \text{ г/т}$), Y ($9\text{--}26 \text{ г/т}$), Lu ($0,13\text{--}0,41 \text{ г/т}$), Hf ($0,55\text{--}0,77 \text{ г/т}$), Pb ($9\text{--}15 \text{ г/т}$), Th ($4\text{--}15 \text{ г/т}$) и U ($0,39\text{--}1,68 \text{ г/т}$). Резко понижены в породах содержания Zr ($7\text{--}12 \text{ г/т}$).

Тренды распределения P3Э имеют отрицательный наклон, содержания элементов в диоритах достигают $0,3\text{--}50$ хондритовых уровней. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n=5,58\text{--}15,00$, для диоритов характерна отрицательная аномалия европия, $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,10\text{--}0,37$. Значения индикаторного соотношения Rb/Sr ($0,05\text{--}0,18$) свидетельствует о коровой природе диоритов, что подтверждают значения коэффициентов Sm/Nd ($0,15\text{--}0,25$) и Ni/Co ($0,54\text{--}2,72$).

По дискриминационным диаграммам Дж. Пирса (Nb–Y, Ta–Yb и Rb–Y+Nb) природа диоритов интерпретируется как островодужная. На диаграмме Sr/Y–Y фигуративные точки составов пород также располагаются в пределах полей классических островных дуг.

Геологический возраст пород Усть-Гилуийского массива по данным, полученным на сопредельных с запада территориях, укладывается в промежуток между формированием гранитоидов древнестанового комплекса и внедрением в поздней юре гранитов джалонского комплекса, которые прорывают диориты в бассейнах рек Сирик и Ижак с наложением на диориты зон ок-

варцевания. Датирование диоритов U-Pb методом по цирконам, выполненное в процессе ГДП-200 в пределах листа N-52-XXI, определило их возраст в $188 \pm 1,4$ млн лет. Цирконы других возрастов в пробах не выявлены. Ранее в пределах листа N-52-XIII возраст диоритов аналогичным способом был определен в $160,3 \pm 2,1$ млн лет [15], а в пределах листа N-51-XVII – в $185,9 \pm 4$ млн лет [30]. На основании изложенного возраст диоритов обкинского комплекса принят ранне-среднеюрским.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннемеловые интрузивные образования выявлены только в пределах АММ. Они представлены породами талданского, буриндинского, ниннинского и амуро-станового комплексов.

Талданский комплекс андезитовый был выделен в окрестностях ст. Талдан (лист N-51-XXIII) в 1978 г. И. П. Вольской [31].

В пределах листа комплекс представлен мелким телом и дайками дацитов ($\zeta K, tl$) и риолитов ($\lambda K, tl$), расположенными, в основном, в бассейне р. Нинни. Наиболее крупное тело до $0,3 \text{ км}^2$ расположено на водоразделе Улагир-Кан-Нинни. Для даек установлено северо-восточное и субширотное простирание.

Породы предположительно прорывают диориты зейско-депского комплекса и терригенные образования наптаргинской свиты позднего триаса. Прорывающих образования комплекса пород в пределах района не установлено. В пределах листа N-52-XXI предполагается прорывание дацитов дайками диорит-порфиритов амуро-станового комплекса.

В геофизических полях образования комплекса не выражены, на МАКС дайки, предположительно, выражаются тонкой светлой штриховкой северо-восточного направления, проявленной в верховьях руч. Встречный.

Дациты – светло-, зеленовато-серые порфиновые породы. Вкрапленники (15–30 %) размером до 3 мм представлены зональным олигоклазом, андезином (25–45 %), роговой обманкой (до 10–15 %), кварцем (до 10 %) и биотитом (до 5 %). Основная масса (кварц-полевошпатовая с биотитом) фельзитовая, участками – сферолитовая, микролитовая, микропегматитовая. Породы содержат акцессорные: апатит, циркон, сфен, магнетит и вторичные: карбонат, хлорит, эпидот, серицит, кварц и альбит.

Риолиты – зеленовато-серые породы с отчетливой порфировой структурой. Порфиновые (35–40 % породы) выделения размером до 2–4 мм представлены таблитчатым олигоклазом № 24–25, калиевым полевым шпатом и кварцем. Иногда встречаются чешуи бурого биотита. Основная масса представляет собой бурое слабонаструктурированное стекло, в котором беспорядочно рассеяны мелкие зерна полевого шпата и кварца, занимающие до 50 % ее объема. Редко отмечается мелкая сыпь магнетита. Вторичная минерализация представлена замещающими порфиновые выделения серицитом, кальцитом и эпидотом. По трещинам развит вторичный кварц [49].

Породы являются умеренно-, высоко и весьма высокоглиноземистыми ($al^I=0,88-3,15$) и принадлежат нормальному ряду, преимущественно Na серии ($Na_2O/K_2O=3,9-9,5$). Индекс ASI составляет 1,11–1,20.

Тренды распределения РЗЭ свидетельствуют о неравномерной деплетированности в отношении РЗЭ. Отношение $(La/Yb)_n$ составляет в дацитах 9,92–15,45 и в них резко проявлена отрицательная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_n=0,29-0,30$.

Rb/Sr соотношение составляет в дацитах 0,03–0,20 при $Sm/Nd=0,18-0,19$, $Ba/Sr=0,67-1,58$ и $Ni/Co=1,12-4,43$. Индикаторные соотношения свидетельствуют о коровой природе пород.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования пород с помощью диаграммы Дж. Пирса $Rb-(Y+Nb)$ однозначно позволяет отнести их к образованиям вулканических дуг. Диаграмма Г. Б. Ферштатера определяет исходными расплавами для андезитов и дацитов производных толеитовой континентальной или орогенной андезитовой магм. Положение составов вулканитов на диаграмме $(Ce/Yb)_n-Ce_n$ указывает на образование этих пород путем плавления кварцевых эклогитов. Большинство фигуративных точек попадает в единые поля с покровными фациями талданской свиты, развитыми в пределах листа N-52-XXI, что, наряду с близостью петрографического состава, свидетельствует об их комагматичности.

Рудоконтролирующая роль образований комплекса в районе не установлена.

Раннемеловой возраст комплекса принимается на основании предполагаемой его комагматичности с покровными фациями пород талданской свиты.

Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый выделен в окрестностях ст. Буринда (лист N-53-XXIII) в 1978 г. И. П. Вольской [31]. В петротипической местности комплекс расчленен на пять фаз. В пределах листа установлены породы только первой фазы. Ранее они

относились к раннемеловому комплексу без собственного названия [34, 49, 50].

Первая фаза. Диориты, кварцевые диориты ($\delta K_1 b_1$) слагают мелкие разрозненные тела штокообразной формы, расположенные в бассейнах рек Сагаян и Нинни. Севернее Нинни-Сагаянского разлома расположено два тела, прорывающих и ороговиковывающих поздне триасовые отложения наптаргинской свиты. Южнее Нинни-Сагаянского разлома два тела прорывают граниты зейско-депского комплекса раннекембрийского возраста и два тела – гранитоиды вачеланского комплекса позднего триаса. Площадь распространения пород составляет около 5 км².

На МАКС и в аэрогеофизических полях породы комплекса не выражены.

Диориты и кварцевые диориты макроскопически представляют собой массивные средне-крупнозернистые серовато-зеленоватые породы с гипидиоморфно- и призматическизернистой структурами. Основными пороодообразующими минералами являются андезин № 44–46 (60–65 %), роговая обманка (20–25 %), калиевый полевой шпат (5–7 %), кварц (до 5 %) и незначительное количество биотита. Вблизи контакта с вмещающими гранитами количество кварца увеличивается до 12 %. Из аксессуарных минералов характерны сфен, содержание которого достигает 2–3 %, циркон, апатит и рудный минерал. Вторичные – эпидот и хлорит – развиваются по роговой обманке [50].

Петрохимически диориты принадлежат к K-Na серии ($Na_2O/K_2O=0,76-2,74$) нормального ряда, являются высоко и весьма высокоглиноземистыми ($al^I=1,13-2,55$). Индекс ASI составляет 1,00–2,82. Для пород характерны высокие содержания Al_2O_3 , составляющие 14,92–19,32 %.

Диориты и кварцевые диориты по сравнению со средним составом аналогичных (средних) интрузивных образований преимущественно обеднены высокоразрядными: Y (7–29 г/т), Th (2–5 г/т), U (0,52–1,86 г/т), Pb (5–30 г/т), Zr (19–134 г/т), Hf (0,82–2,63 г/т), Nb (2,19–11,63 г/т), РЗЭ: Ce (17–98 г/т), Tb (0,18–0,77 г/т), Ho (0,2–0,84 г/т), Tm (0,07–0,31 г/т), Yb (0,5–2,61 г/т), Lu (0,06–0,29 г/т) и транзитными: Cr (34–69 г/т), Cu (12–65 г/т) элементами. Также в диоритах понижены концентрации Rb (15–140 г/т). Повышены в диоритах содержания транзитных: Sc (9–23 г/т), Co (11–33 г/т), Zn (42–118 г/т), крупноионных литофильных: Cs (0,5–3,23 г/т), Ba (129–1108 г/т), Sr (113–973 г/т) элементов и Pr (1,92–9,44 г/т).

Тренды распределения РЗЭ в породах свидетельствуют о достаточно незначительной дифференциации их распределения, соотношение $(La/Yb)_n$ в диоритах составляет 6,33–12,76. Характерна отрицательная европиевая аномалия $Eu/Eu^*=0,09-0,59$.

Диориты комплекса характеризуются значениями Rb/Sr соотношения 0,02–1,23. Sm/Nd индекс в породах изменяется в интервале 0,15–0,21, Ba/Sr соотношение составляет 0,13–8,6 и соотношение Ni/Co=0,56–9,94. Индикаторные соотношения, кроме Sm/Nd, свидетельствующего о коровой природе пород, не дают однозначного ответа о месте их формирования.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования пород с помощью диаграммы Дж. Пирса Rb–(Y+Nb) однозначно позволяет отнести их к образованиям вулканических дуг. Диаграмма Г. Б. Ферштатера Rb–Sr определяет исходными расплавами для пород комплекса толеитовую континентальную, островодужную и орогенную андезитовую магмы. Положение составов пород на диаграмме $(La/Yb)_n-Ce_n$ указывает на их образование путем плавления амфиболитов. На основании изложенного породы комплекса относятся к образованиям, связанным с формированием континентальных вулканических дуг.

С породами фазы пространственно связаны зоны окварцованных и сульфидизированных пород.

Полезных ископаемых, связанных с диоритами, в пределах района не выявлено. Вместе с тем на сопредельных с запада и юго-запада территориях с аналогичными породами предполагается связь золоторудной и медной минерализации.

Возраст буриндинского комплекса на сопредельной с запада территории определяется их активным воздействием на осадочные породы багоносской свиты, что отмечалось на водоразделе Ахил-Кан–Джигдали [56]. Предполагаемая нами связь адуляр-кварцевых и кварцевых метасоматитов, наложенных на породы талданской свиты, с диоритами позволяет предполагать их активное воздействие на раннемеловые вулканы. Верхняя возрастная граница определяется залеганием на диоритах озерно-аллювиальных отложений сазанковской свиты среднего–позднего миоцена. Определение возраста диоритов Елнинского массива (лист N-52-XXI) U-Pb методом по цирконам, выполненное при ГДП-200, дало значение $117,8 \pm 2,6$ млн лет. Возраст диоритов небольшого тела, расположенного вблизи восточной рамки указанного листа на правом берегу р. Нинни, определенный аналогичным методом, составил 127 ± 3 млн лет. Последняя проба содержит цирконы с возрастом 2349 ± 25 млн лет, что может свидетельствовать о присутствии в породах раннепротерозойского протолита. На основании изложенного принят раннемеловой возраст буриндинского комплекса.

Ниннинский комплекс ультрабазит-базитовый выделен по результатам ГДП-200 и

включает в себя габбро, монцогаббро, габбродиориты (νK_1n) и ультрабазиты нерасчлененные (ΣK_1n).

В составе комплекса резко преобладают габброиды, ранее включавшиеся в состав поздне-палеозойского комплекса габбро-плагиогранитового без собственного названия, а позднее названного «пиканским». Габброидами сложена серия тел разных размеров, для которых характерна вытянутая в северо-западном направлении форма, косорасположенная к простиранию вмещающего габброиды Зейско-Депского массива, диоритов одноименного комплекса. Максимальная площадь тела габбро составляет около 14 км², общая площадь распространения габброидов достигает примерно 35 км². Наиболее крупное тело габброидов протягивается в северо-западном направлении из истоков руч. Встречный в истоки руч. Промежуточный. Все массивы локализованы в пределах развития диоритов зейско-депского комплекса раннего кембрия. Прорывание габброидами диоритов наблюдалось при ГДП-200 в элювиально-делювиальных развалах в верховьях р. Нинни.

Ранее здесь же в глыбах мелкозернистых габбро были встречены мелкозернистые граниты роговообманковые, сопровождающиеся зонами закалки в габбро шириной до 1 см, в пределах которых породы перекристаллизованы еще в более мелкозернистый агрегат эпидот-кварц-актинолитового состава [49]. Роговообманковые гранитоиды выделены по результатам ГДП-200 в гимигинский комплекс раннепермского возраста.

Одно небольшое тело габбро выявлено при АФГК-50 [34] на водоразделе Нинни–Сагаян, оно залегает в гранитах третьей фазы зейско-депского комплекса.

Основным картировочным признаком габброидов являются их внешняя свежесть, четкие зернистые, массивные текстуры и частая вкрапленность в них не подверженного лимонитизации пирита. Вблизи зон разломов разных направлений габброиды незначительно катаклазированы. Изучение элювиально-делювиальных развалов позволяет предполагать участие в строении единых тел пород разного состава (расслоенность?).

Массивы габброидов хорошо выражены в аэрогеофизических полях. В магнитном поле наиболее крупному массиву и участку наибольшей концентрации мелких тел соответствуют положительные аномалии интенсивностью до 200 нТл. В поле силы тяжести указанным участкам отвечают локальные максимумы интенсивностью до 4 мГал. Ориентировка аномалий силы тяжести дает основание предположить субширотное залегание тела габброидов на глубине. На отдельных участках развития основных пород широким распространением, в отличие от вмещающих их диоритов зейско-депского комплекса, пользуются глыбовые развалы, выражающиеся на МАКС светло-серым пятнистым фототонном.

Ультрабазиты нерасчлененные слагают серию дайкообразных тел внутри и по периферии тел габброидов. Три небольших массива ультрабазитов расположены в долине верхнего течения р. Нинни, где они прорывают и ороговиковывают отложения наптаргинской и ольдойской свит [34, 49]. Положению этих тел в плане соответствует локальная магнитная аномалия вытянутой в субширотном северо-западном направлении формы интенсивностью 250 нТл. В западном и восточном направлениях располагается серия подобных аномалий, вероятно, вызванных залегающими на глубине подобными образованиями.

Габбро – средне-, реже – крупно- и мелкозернистые темно-серые с зеленоватым оттенком пятнистые породы с массивной или полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос с различным содержанием темноцветных минералов. Для массивных разностей свойственны габбровая, аллотриоморфная, пойкилитовая структуры, для катаклазированных – катакластическая. Минеральный состав: роговая обманка (до 60 %), геденбергит и диопсид (до 30–60 %), лабрадор № 50–60 (20–60 %), иногда отмечается 5–20 % оливина и до 5 % кварца. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, эпидотом, серицитом. В качестве акцессорной минерализации в породе присутствуют магнетит, циркон, апатит, ильменит и сфен.

Наличие монцогаббро в районе подтверждается наличием в породах синевато-зеленой роговой обманки с редкими пойкилитовыми зёрнами апатита [28].

Габбродиориты внешне подобны габбро, обладают габбровой структурой с элементами пойкилитовой или призматическизернистой. Главными минералами являются: роговая обманка (25–40 %), гиперстен (до 20 %), моноклинный пироксен (до 10 %) и андезин № 45–50 (50–70 %). В незначительных количествах содержатся биотит, кварц, рудный минерал, апатит и циркон. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом и кальцитом.

Ультрабазиты – темные с зеленоватым оттенком массивные крупнозернистые породы, сложенные преимущественно оливином (до 50 %), роговой обманкой (до 40 %) и ромбическим пироксеном с небольшим количеством полевого шпата. Структура пород пойкилитовая с участками панидиоморфнозернистой. Оливин интенсивно замещается серпентином и тальком, роговая обманка актинолитизирована. Иногда до 10 % породы занимает рудный минерал.

Среди этих пород встречаются темно-зеленые стекловатые, мылкие на ощупь серпентиниты массивной текстуры с петельчатой, участками поперечно-волоконистой структурой. Породы на 90–95 % сложены серпентином, кроме него, отмечаются пироксен (2–5 %) и хромит (2 %). Около 5 % объема породы занимают более поздние по образованию магнетит, хлорит и кальцит [49].

Петрохимически породы принадлежат, в основном, к натриевой серии нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$). Отдельные образцы пород разного состава относятся к калиево-натриевой серии. Ультрабазиты, габбро и габбродиориты характеризуются низкой калиевокостью ($\text{K}_2\text{O} - 0,06 - 1,3 \%$). Монцогаббро характеризуются содержаниями K_2O – до 3,14 %. Магнезиальность пород относительно закономерно снижается от ультрабазитов ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,27 - 0,64$) к габбро ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,82 - 1,88$) и их умереннощелочным разностям ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,53 - 3,69$). Для пород нормального ряда характерны невысокие содержания TiO_2 (0,08–1,84 %), умереннощелочные разности содержат несколько большее количество двуокиси титана (1,37–2,59 %). По содержанию глинозема ультрабазиты являются низкоглиноземистыми породами, габброиды – преимущественно умеренноглиноземистыми, однако среди них встречаются низко- и высокоглиноземистые образования. Индекс ASI в породах комплекса составляет 0,48–1,19 и его значение увеличивается от ультраосновных к основным разностям пород.

В геохимическом отношении ультраосновные породы комплекса обеднены относительно среднего состава ультрабазитов: Cr (571–2 065 г/т), Sc (6–18 г/т), V (20–40 г/т), Rb (1,16–4,45 г/т) и Hf (0,2–0,42 г/т). Содержания же Ni (до 2 000 г/т), Co (до 146 г/т), Ba (до 113 г/т), Sr (до 1 988 г/т) и Th (до 0,32 г/т) превышают средние содержания в ультраосновных породах. Габброиды обогащены относительно средних содержаний в основных интрузивных породах: Ni (до 1 296 г/т), Cr (до 1 821 г/т), Sc (до 49 г/т), Co (до 103 г/т), Sr (до 1 405 г/т) и обеднены Rb (1–40 г/т), Ba (22–931 г/т), Zr (3–97 г/т), Nb (0,4–6 г/т), Hf (0,16–1,79 г/т), La (2–19 г/т), Yb (0,52–4,75 г/т), Y (4–51 г/т), Th (0,08–4,36 г/т).

Породы характеризуются невысокими (0,5–20 хондритовых уровней) содержаниями РЗЭ и незначительным преобладанием среди них легких редких земель $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0,83 - 5,8$. При этом отмечается различное по степени дифференциации распределение легких $((\text{La}/\text{Sm})_n = 0,62 - 3,6)$ и тяжелых $((\text{Dy}/\text{Lu})_n = 0,71 - 5,33)$ РЗЭ. Ультраосновные разности пород характеризуются положительной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,26 - 2,37$). В основных породах в различной степени проявлена отрицательная аномалия европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,12 - 0,83$).

Соотношения Ni/Co и Rb/Sr в породах комплекса составляют соответственно 0,74–12,56 и 0,01–0,13. Более высокие значения последнего соотношения (0,35–0,42) установлены в монцогаббро. Особенности химического состава (содержания MgO и TiO_2 значения индикаторных соотношений Ni/Co и Rb/Sr) позволяют считать породы производными мантийных магм. Некоторые отличия индикаторных соотношений могут быть вызваны контаминацией магмой в процессе внедрения корового материала.

В соответствии с классификацией О. М. Глазунова ультраосновные породы комплекса относятся к железистому геохимическому типу. Состав габброидов обнаруживает сходство с породами титанисто-хромисто-никель-платиноидного геохимического типа.

С образованиями комплекса пространственно связаны зоны сульфидизации вмещающих пород. При проведении ГДП-200 установлено наличие в пиритизированных и неминерализованных габбро платины в количестве до 0,96 г/т.

Уран-свинцовым методом по цирконам установлен возраст габбро в $112 \pm 3,8$ млн лет. Наряду с этим габбро содержат цирконы с возрастными 526 ± 14 , 767 ± 35 , 832 ± 36 , $1\,830 \pm 46$ и $2\,044 \pm 33$ млн лет. Датировка 526 ± 14 млн лет соответствует возрасту диоритов зейско-депского комплекса, также установленному в процессе ГДП-200. Более древние датировки свидетельствуют об участии в становлении пород комплекса образований позднего (туранская серия) и раннего протерозоя. На основании изложенного принят раннемеловой возраст ниннинского комплекса.

Амуро-становой комплекс гипабиссальных малых интрузий пестрого состава впервые выделен под таким названием при проведении ГДП-200 листа N-51-XVII В. В. Кошеленко [30].

В пределах листа комплекс представлен дайками диорит-порфиритов ($\delta\pi\text{K}_1\text{as}$), кварцевых диорит-порфиритов ($q\delta\pi\text{K}_1\text{as}$), спессартитов ($\chi\text{K}_1\text{as}$), гранодиорит-порфиритов ($\gamma\delta\pi\text{K}_1\text{as}$) и гранит-порфиритов ($\gamma\pi\text{K}_1\text{as}$).

Дайки распространены в пределах АММ и преимущественно имеют северо-восточное простирание, часть даек ориентирована субширотно. Протяженность даек, как правило, не превышает 200 м. В бассейне р. Оногох в процессе ГС-200 была выявлена дайка диорит-порфиритов северо-западного простирания протяженностью около 6 км [49].

Вмещающими для даек преимущественно являются образования зейско-депского комплекса

и осадочные породы Гагско-Сагаянского прогиба. На сопредельных с запада и юго-запада территориях установлено прорывание дайками вулканогенных образований талданской свиты раннемелового возраста.

Диорит-порфириды – темно-зеленые полнокристаллические породы, состоящие на 5–20 % из порфировых выделений плагиоклаза и роговой обманки размером до 3 мм. Породы обладают микрофитовой основной массой, в составе которой устанавливаются тонкие иголки бурой роговой обманки, мелкие таблички пироксена и плагиоклаза. Встречаются акцессорные – магнетит и апатит. Вторичные минералы развиты по основной массе и порфировым выделениям и представлены хлоритом, эпидотом и серицитом.

Спессартиты отличаются игольчатой формой выделений роговой обманки.

Кварцевые диорит-порфириды – темно-серые и зеленовато-темно-серые порфировые породы с микрокристаллической или мелкозернистой основной массой. В порфировых выделениях встречаются роговая обманка, плагиоклаз и кварц. Порфировые выделения занимают около 20 % породы, а их размеры не превышают 3 мм в длину. Основная масса состоит из бурого стекловатого вещества с рассеянными в нем лейстами плагиоклаза, зернышек роговой обманки и магнетита. Вторичные минералы представлены серицитом и хлоритом, развивающимися по основной массе и вкрапленникам. Значительно реже устанавливаются вторичные эпидот и кварц, образующие мелкозернистые агрегаты в основной массе.

Гранодиорит- и гранит-порфиры имеют серую окраску, порфировую структуру с тонкозернистой аллотриоморфной основной массой. Вкрапленники представлены широкотаблитчатым плагиоклазом, округлым кварцем, амфиболом, пироксеном и достигают размеров 2–3 мм, занимая до 30 % объема породы. Основная масса хорошо раскристаллизована, состоит из кварца (30–50 %), плагиоклаза (до 50 %), калиевого полевого шпата, кальцита, серицита и рудного минерала.

Полезных ископаемых, связанных с дайками, в районе не установлено.

Возраст даек определяется установленным при ГДП-200 на территории листа N-52-XXI прорыванием ими диоритов первой фазы буридинского комплекса, возраст которых U-Pb методом по цирконам определен в $117,8 \pm 2,6$ млн лет. На основании изложенного возраст даек амуро-станового комплекса принимается раннемеловым.

ТЕКТОНИКА

Территория листа охватывает части трех крупнейших геотектонических структур: Западно-Становой складчато-блоковой системы, Амуру-Охотской складчатой системы и Аргуно-Мамынского массива. **Западно-Становая складчато-блоковая система** (ЗССБС) представлена юго-восточным окончанием Усть-Гилуийского блока. Территория **Амуру-Охотской складчатой системы** (АОСС) в пределах листа относится к Зея-Тунгалинской, Туксинской и Унья-Бомской структурно-формационным подзонам (СФпЗ) Западно-Джагдинской структурно-формационной зоны (СФЗ). **Аргуно-Мамынский массив** (АММ) представлен Октябрьским блоком, на который наложены структуры Гагско-Сагаянской СФЗ и Делского наложенного прогиба (НП).

Усть-Гилуийский блок Западно-Становой складчато-блоковой системы в целом представляет собой древний выступ метаморфического фундамента, подверженный гранитизации в раннем архее и интенсивной тектоно-магматической переработке в мезозое.

В пределах листа на поверхность выходит диорит-гранодиоритовая формация, представленная юго-восточным окончанием Усть-Гилуийского массива пород обкинского комплекса. Химический состав пород формации свидетельствует о ее формировании в островодужную стадию с частными случаями субдукции. Повсеместно проявленная прототектоническая полосчатость, элементы залегания которой изучены на сопредельной с запада территории, свидетельствует о северном-северо-восточном погружении массива под углами 40–80°. Это позволяет отнести массив к образованиям трещинного типа. Юго-восточное окончание массива фиксируется изрезанным положительным магнитным полем интенсивностью до 100 нТл.

Кроме того, в ЗССБС локально развиты отложения вулканогенно-терригенной формации нижневангинской подсвиты, слагающей субгоризонтально залегающий вулканический покров. Внутреннее строение формации не изучено из-за ограниченного ее распространения и сильной заболоченности местности.

Наиболее сложным тектоническим строением в пределах листа характеризуется Амуру-Охотская складчатая система. Структура имеет также длительную историю тектонического развития. На настоящий момент существует большое количество точек зрения на особенности ее эволюции. Подразделения системы, развитые в пределах листа, недостаточно изучены из-за плохой обнаженности территории. Предпринимавшиеся ранее попытки расшифровки внутренней структуры слагающих ее формаций, с учетом выполненных при ГДП-200 полевых наблюдений, имели один существенный недостаток. Описаны многочисленные мелкие структурные формы, зафиксированные в основном в алевролитах и более тонкозернистых породах, являющиеся складками течения (волочения). При наблюдениях в обнажениях переслаивающихся алевролитов и песчаников фиксируется несоответствие характера складчатости в указанных породах. «Сложная складчатость» в алевролитах резко обрывается на границах их прослоев с песчаниками. Ниже приводится описание структурных подразделений АОСС в авторском представлении.

Зея-Тунгалинская СФпЗ Западно-Джагдинской СФЗ в пределах района имеет двучленное строение. В ней выделены раннепалеозойский и условно среднепалеозойский структурные этажи (СЭ), образования которых подвержены локально проявленной в мезозое тектоно-магматической активизации двух стадий.

Раннепалеозойский СЭ сложен образованиями зубаревской свиты, выделенными в вулканогенно-терригенную формацию. Образования формации слагают тектонический блок вытянутой формы, приуроченный с севера к зоне Южно-Тукурингского разлома, плоскость которого погружается в южном направлении. С севера развитие формации ограничено надвигом, падающим в северном направлении. Таким образом, в разрезе вкрест простирания образования формации имеют форму призмы. Сложенный породами формации блок нарушен достаточно крупным разломом северо-западной ориентировки. Образования формации распространены от за-

падной рамки листа до водораздела Гимигин–Камнега, где надвиг северного погружения при-мыкает к Южно-Тукурингскому разлому. Данные о внутреннем строении формации крайне скудны из-за сильной заболоченности площади ее распространения. Предполагается монокли-нальное погружение пород формации к югу под углами около 55° . При этом нельзя исключить возможность наличия в образованиях формации запрокинутых в северном направлении плика-тивных структур, обязанных своим происхождением тангенциальному сжатию, возникшему при надвигании АММ на образования АОСС по зоне Южно-Тукурингского разлома. Химиче-ский состав вулканогенных составляющих формации позволяет считать их образовавшимися в островодужных условиях с признаками присутствия унаследованной субдукционной компо-ненты. Вероятнее всего, породы образовались из материала неистощенной мантии. Состав пер-вично осадочных составляющих формации свидетельствует об их формировании в бассейнах, сопряженных с континентальными вулканическими дугами, преимущественно за счет сноса материала кислых пород. В понимании классической геосинклинальной теории образования зубаревской свиты могут отвечать спилит-кератофировой формации.

Условно среднепалеозойский СЭ наиболее широко распространен в пределах листа и сложен образованиями верхнеалгаинской подсвиты, гармаканской и теплоключевской свит, объеди-ненными в терригенно-вулканогенно-карбонатную формацию. Породы формации в плане сла-гают подковообразную структуру, окаймляющую с юго-запада, запада и северо-запада выходы Туксинской и Унья-Бомской СФпЗ. С северо-запада распространение формации ограничено Деп-Огоронским разломом, по которому формация граничит с образованиями Усть-Гилой-ского блока ЗССБС. Южной границей развития пород СЭ в восточной части района является Южно-Тукурингский разлом, в остальной части района – надвиг, ограничивающий с севера распространение пород раннепалеозойского СЭ. Площадь распространения пород формации насыщена разрывными нарушениями различной ориентировки, из которых четко выделяется две системы разломов. Преобладают нарушения субширотного северо-западного и северо-вос-точного направлений. Часть разломов первой системы в восточной части района меняет свое простирание на северо-восточное.

Внутренняя структура формации отличается исключительной сложностью, и расшифровка ее в условиях плохой обнаженности практически невозможна. Выделенный ранее Джагдин-ский антиклинорий имеет гипотетический характер, и его структура в целом не соответствует строгому определению термина. Собранный за многие десятилетия фактический материал по-зволяет отнести данную форму к сложной складчато-надвиговой (чешуйчатой) структуре. Ха-рактеризуемые ниже складчатые формы проявлены, как правило, в пределах отдельных блоков небольших, по сравнению с площадью распространения формации, размеров. Также нельзя точно установить принадлежность складок единому этапу деформаций.

Урканская синклиналь протягивается в северо-восточном направлении вкост долины р. Уркан. Образована структура породами теплоключевской свиты, разрез которой насыщен метаморфизованными вулканогенными породами. Предполагается, что последними сложена периферическая часть структуры. Складка характеризуется крутыми ($60\text{--}80^\circ$) углами падения крыльев. В северо-восточной части складки выявлена осложняющая ее строение антиклиналь второго порядка, углы падения крыльев которой составляют $20\text{--}50^\circ$. Складка, вероятно, сфор-мировалась в результате тангенциального сжатия, вызванного смещением в северо-восточном направлении Усть-Гилойского блока.

Чампулинская антиклиналь установлена вблизи зоны влияния одноименного разлома на во-доразделе Тукси–Четканда. Ядро складки сложено породами гармаканской свиты. Крылья структуры срезаны разломами северо-западного простирания, описание которых будет приве-дено ниже. В западной части ядро структуры нечетко фиксируется приуроченными к нему вы-ходами субвулканических интрузий тунгалинского комплекса и связанных с его становлением кварцитов метасоматических. Углы падения крыльев антиклинали составляют около 45° . Сами крылья осложнены складками второго и более высоких порядков, указывающими на погруже-ние структуры в юго-восточном направлении под углами до 20° . По простиранию антиклиналь ограничена разломами северо-восточного простирания, примыкающими к зоне Чампулинского разлома.

Правотуксинская синклиналь прослежена в северо-западном направлении с водораздела По-воротный–Камнега до верховьев руч. Кугачан. По простиранию складка нарушена разломами северо-восточного простирания. Ядро синклинали подчеркивается выходами пород теплоключевской свиты, подстилаемых терригенными образованиями гармаканской свиты. Углы паде-ния крыльев складки составляют $40\text{--}60^\circ$, а сами крылья смяты в складки более высоких поряд-ков. Восточнее долины руч. Мал. Джелон отмечается запрокидывание складки в северо-восточ-ном направлении, вызванное смещением отдельных тектонических блоков на северо-восток.

Юго-западное крыло складки на всем ее протяжении срезано разломом северо-восточного направления. В северо-восточном направлении синклинали через серию складок высоких порядков сменяется Чампулинской антиклиналью, осевая часть которой срезана одноименным разломом.

Южная синклиналь с некоторой долей условности прослежена по замерам слоистости в породах гармаканской свиты и верхнеалгаинской подсвиты в субширотном направлении от западной границы листа вдоль левого борта р. Тунгала до ее среднего течения, где срезается надвигом, ограничивающим с севера развитие образований раннепалеозойского СЭ. Северо-восточное крыло складки сложено образованиями верхнеалгаинской подсвиты, выходы которых могут косвенно свидетельствовать о наличии сопряженной с синклиналью антиклинальной складки, которая отнесена к осложняющим пликативным структурам более высокого порядка. Последнее подтверждается замерами слоистости в береговых обнажениях правых притоков р. Тунгала, где фиксируются многочисленные складки с размахом крыльев от первых десятков метров до 1 км. Синклиналь запрокинута в северо-восточном направлении. Углы падения пород в ее крыльях составляют $50\text{--}80^\circ$. Для крыльев складок высоких порядков характерен более значительный разброс углов падения пород на крыльях ($20\text{--}65^\circ$).

Наблюдения за складками высоких порядков на крыльях охарактеризованных пликативных структур позволили установить многочисленные центрo- и периклинальные замыкания их в восточном направлении, что свидетельствует о погружении этих структур в юго-восточном направлении. Это подтверждается и распространением в плане образований различных стратиграфических подразделений характеризуемого СЭ.

Кроме указанных разнопорядковых складок северо-западного простирания, по ориентировке осей мелких пликативных структур с размахом крыльев в первые метры, выявлены признаки наличия в районе асимметричных пологих складок северо-восточного (субмеридионального) простирания. Северо-западные крылья этих структур погружаются под углами до 20° , юго-восточные же являются более пологими, углы погружения их не превышают 10° .

Для всех охарактеризованных складчатых форм первого порядка характерна неравномерно проявленная запрокинутость в северном направлении под углами $40\text{--}50^\circ$, что подтверждается односторонней вергентностью осевых плоскостей более мелких складок и плоскостей кливажа [34].

В пространстве между осевыми поверхностями охарактеризованных пликативных структур по разрозненным замерам слоистости установлено наличие резко различных по масштабам складок. Непосредственно в коренном залегании доступны для наблюдений только мелкие складки, переходящие в плейчатость. Амплитуда таких складок достигает нескольких метров и отличается неравновеликостью даже на небольших расстояниях. Мелкая складчатость отличается многообразием форм. Встречаются складки остроугольные и округлые, крутые и образующие подобие пологой волнистости, причем простирание их шарниров нередко обнаруживает довольно резкие отклонения от общего простирания охарактеризованных крупных структур.

Отмечается несколько различная степень складчатых деформаций в разных стратиграфических подразделениях формации. Так, породы слагающей нижнюю часть формации верхнеалгаинской подсвиты отличаются относительно простой складчатостью. Они собраны в нормальные линейные складки, амплитуда которых варьирует от 100 до 800 м при углах падения крыльев $20\text{--}70^\circ$. Складчатость более высоких порядков, гофрировка и плейчатость не очень характерны и встречаются достаточно редко. Интенсивно проявлен слоевой кливаж, причем четко устанавливается совпадение кристаллизационной сланцеватости с первичной слоистостью.

Складчатые структуры гармаканской и теплоключевской свит отличаются большей сложностью. Фиксируются множественные складки высоких порядков, осложненные гофрировкой и плейчатостью. Мелкая складчатость отличается исключительным разнообразием, форма складок, и масштаб их проявления зависит от литологического состава пород. Изучение мелких складок показало их чрезвычайно невыдержанную ориентировку в пространстве, как по простиранию осей, так и по углам их погружения. Это дает основание отнести их к складкам течения (волочения). Их более яркая проявленность в отложениях гармаканской и теплоключевской свит объясняется существенно алевролитовым (менее компетентным) составом.

В целом складки высоких порядков, зафиксированные в пределах района, можно подразделить на два типа. Осевые плоскости первых из них параллельны осевым плоскостям крупных складчатых форм. Складки этого типа многочисленны и отмечаются на крыльях всех структур первого порядка. Оси мелких складок второго типа ориентированы под различными углами, нередко доходящими до прямого, к осевым поверхностям структур первого. Эти складки являются наложенными по отношению к главным и проявлены достаточно широко. Наличие скла-

док последней группы является еще одним косвенным подтверждением проявленности в пределах развития формации перекрестных складок, форма и размеры которых достоверно не установлены.

Вообще одной из характерных картировочных характеристик пород данного структурного этажа является широкое распространение в них плейчатости. Амплитуда плейк составляет несколько сантиметров, а чаще – и менее. При этом плейчатость развивается в наименее компетентных породах. В целом ряде обнажений, где наблюдаются выходы слюдисто-кварцевых, эпидот-актинолитовых и эпидот-хлоритовых сланцев, мраморов, можно наблюдать, что мраморы и отдельные прослои эпидотсодержащих сланцев вообще не несут плейчатости, а в слюдисто-кварцевых сланцах она развивается только в тех разностях, которые обладают наиболее тонкозернистым сложением и представляли собой во время формирования складок наиболее пластичную и податливую массу.

В породах формации дополнительно развиты два типа линейности: линейность пересечения и линейность вращения. Линейность пересечения параллельна осям крупных складок, отмечается достаточно редко, представляя собой след слоистости на плоскости кливажа, и наиболее хорошо проявлена в замковых частях складок. Линейность вращения представлена линейностью осей складок волочения, гофрировки и плейк. Данный тип линейности распространен достаточно широко, большая часть ее замеров указывает на погружение структур формации на восток-юго-восток.

Для пород условно среднепалеозойского СЭ характерна повсеместная проявленность кливажа, представленного двумя типами. Кливаж осевой плоскости развит преимущественно в породах гармаканской свиты. Ориентирован кливаж практически параллельно осевым плоскостям основных складок, а наклон его плоскости очень близок к углам наклона осевых плоскостей. В крыльях изоклинальных складок плоскость падения кливажа параллельна слоистости, а в замковых частях – сечет ее под различными углами, вплоть до прямого. В более метаморфизованных образованиях теплоключевской и алгаинской свит широко проявлен слоевой кливаж, полностью повторяющий слоистость [47]. Оба типа кливажа имеют довольно выдержанное запад-северо-западное простирание, совпадающее с простиранием основных складчатых структур СЭ. Значительно реже развит поперечный к общей структуре кливаж, природа которого не до конца ясна, возможно, он связан с формированием поперечных складок.

Изучение химического состава включенных в состав формации стратиграфических подразделений позволило выяснить некоторые особенности геодинамических режимов их формирования. Нижняя часть формации (верхнеалгаинская подсвита) содержит в своем разрезе метаморфизованные базальты, трахибазальты и андезитобазальты, близкие по составу к базальтоидам надспрединговых островов. Первично осадочные породы этой части формации были сформированы в бассейнах, сопряженных с океаническими островными дугами. Средняя часть разреза формации (гармаканская свита) характеризуется полным отсутствием магматических пород, а слагающие ее терригенные отложения формировались за счет сноса материала пород среднего и кислого состава в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами и активными континентальными окраинами. Верхняя часть формации (теплоключевская свита) наиболее значительно насыщена метаморфизованными вулканитами пестрого состава. По геохимическим характеристикам эти породы близки базальтам срединно-океанических хребтов, океанических островов и островных дуг, содержащим унаследованную субдукционную компоненту. Базальтоиды имеют смешанную, мантийно-коровую природу. Первично осадочные породы верхней части формации предположительно были сформированы в бассейнах осадконакопления, сопряженных с активными континентальными окраинами или континентальными островными дугами, за счет сноса материала преимущественно кислых магматических образований, содержащих примесь пород более основного состава. Формирование пород могло происходить в непосредственной близости от зон спрединга.

В триасе в породы палеозойского и условно среднепалеозойского СЭ внедрились тела плагиогранит-габбровой формации, образованной породами пиканского комплекса. Тела имеют вытянутую в субширотном и северо-западном направлениях форму и залегают, в большинстве своем, субсогласно с вмещающими породами. Вместе с тем, наиболее крупное тело габброидов формации сечет слоистость вмещающих его образований раннепалеозойского СЭ, практически под прямым углом. Предполагается погружение тел формации в южном направлении, субсогласно с зоной Южно-Тукурингрского глубинного разлома. Становление образований формации произошло в островодужной обстановке.

На породы терригенно-вулканогенно-карбонатной формации в юре была наложена базальт-риолитовая формация, представленная малыми телами тунгалинского комплекса. Эти образования слагают в районе многочисленные тела, расположенные преимущественно на правобе-

режье р. Тукси и ее водоразделе с р. Тунгала. Вмещающие породы на контакте с образованиями базальт-риолитовой формации окварцованы и пиритизированы. С формированием пород формации связывается образование кварцитов метасоматических и зон окварцевания и альбитизации, перспективных в отношении золоторудной минерализации. Достаточно широкое развитие указанных гидротермально-метасоматических образований в пределах района может свидетельствовать о более широком распространении здесь пород базальт-риолитовой формации. Возможно, эти породы слагают слепые тела или не выявлены из-за плохой обнаженности территории.

В поле силы тяжести образования Зея-Тунгалинской СФпЗ не выражены, что связано, скорее всего, с ее чешуйчатым строением. В целом для территории распространения пород СФпЗ характерно отрицательное магнитное слабоизрезанное поле напряженностью до -100 нТл. Отдельные тела базальт-риолитовой формации проявлены положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 100 нТл. Это может свидетельствовать о том, что часть тел данной формации имеют штокообразную форму. Большая же часть тел, сложенных породами этой формации, несомненно, имеет субпластовую форму.

Туксинская СФпЗ Западно-Джагдинской СФЗ занимает приосевую часть хр. Джагды, большей частью располагаясь на его южных склонах, занимая верховья р. Тукси и бассейны ее левых притоков. Северная часть СФпЗ занимает верховья р. Сирик-Макит и ее правых притоков. Кроме того, образованиями подзоны сложен небольшой тектонический блок в верхнем течении р. Бол. Джега. С юга подзона отделена от образований Зея-Тунгалинской СФпЗ Чампулинским разломом. Северной границей подзоны является впервые выделяемый Тында-Уньинский шарьяж, отделяющий ее от Унья-Бомской СФпЗ. Образования Туксинской СФпЗ, по-видимому, тектонически налегают на образования Зея-Тунгалинской СФпЗ, что косвенно подтверждается подковообразным в плане выходом на поверхность терригенно-вулканогенно-карбонатной формации последней подзоны, слагающей условно среднепалеозойский СЭ.

На образования СФпЗ шарьированы фрагмент образований турбидитовой формации Унья-Бомской СФпЗ и образования габбродиорит-плагиогранитовой формации, слагающие Уньинский массив и ряд более мелких тел, приуроченных к разломам надвигового типа северо-западного простирания. Последняя формация отнесена к образованиям Туксинской СФпЗ со значительной долей условности.

Наиболее крупным, сложенным породами габбродиорит-плагиогранитовой формации, телом является Уньинский массив, приуроченный к осевой части хр. Джагды. Учитывая особенности геофизических полей, предполагается пластообразная с небольшой вертикальной мощностью, форма данного массива. Расположенные севернее два небольших выхода габбродиоритов предположительно являются тектоническими отторженцами данного массива. В составе Уньинского массива резко преобладают габбродиориты, а более мелкие тела, отнесенные к данной формации, сложены преимущественно плагиогранитами. Мелкие тела плагиогранитов имеют трещинную форму, залегая согласно с плоскостями сместителей разломов, к которым они приурочены. Большая часть этих тел погружается на глубину в южном направлении. Интерпретация геодинамических обстановок формирования формации при помощи различных диаграмм позволяет отнести ее к островодужным и коллизионным образованиям. Формирование габбродиорит-плагиогранитовой формации осуществлялось, предположительно, из производных толеитовой континентальной или островодужной магм в коровых условиях.

Стратифицируемые образования Туксинской СФпЗ отнесены к терригенной, терригенно-вулканогенной и терригенно-вулканогенно-карбонатной формациям и объединены в *каменно-угольно-пермский СЭ*.

Терригенная формация представлена отложениями джескогонской свиты, в составе которой песчаники и алевролиты имеют приблизительно одинаковое распространение. В нижней части формации встречаются конгломераты, гравелиты и брекчии, а для ее верхов характерно присутствие незначительных количеств известняков. Образования формации слагают периферические части Туксинской СФпЗ. Нижняя граница формации является повсеместно тектонической. Сверху формация согласно перекрыта образованиями терригенно-вулканогенной формации. В результате проведенной реконструкции геодинамических обстановок становления формации установлено вероятное накопление осадков в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами и активными континентальными окраинами. Обе предполагаемые обстановки характеризуются близкими в петрогенетическом плане областями питания, основными источниками сноса в них являлись кислые вулканиты или гнейсы и граниты. Породы более основного состава играли в строении областей сноса резко подчиненную роль.

Согласно залегающая выше терригенно-вулканогенная формация представлена отложениями нектерской свиты, сложенной преимущественно алевролитами. Вулканогенные составляю-

щие разреза формации представлены базальтами метаморфизованными. Также в состав формации входят известняки мраморизованные, приуроченность которых к определенной части разреза не установлена. Химический состав базальтов метаморфизованных указывает на их принадлежность к толеитам и андезитам океанических островов, а их формирование происходило из материала в различной степени деплетированной мантии. Осадочные породы формации отлагались, вероятнее всего, в бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами.

Завершает разрез Туксинской СФпЗ терригенно-вулканогенно-карбонатная формация бочагорской свиты. Вулканогенные образования формации имеют специфический для района состав с достаточно ярко выраженным щелочным уклоном. В существующих утвержденных схемах стратиграфии принято согласное залегание данной формации на породах терригенно-вулканогенной формации, а граница между ними проводится по подошве мощного горизонта вулканитов пестрого состава. При этом в коренном залегании данное взаимоотношение не наблюдалось. Учитывая характерные для участков развития вулканитов крупноглыбовые развалы, согласное взаимоотношение указанных формаций следует считать несколько условным. Реконструкция геодинамических обстановок формирования вулканогенных составляющих формации указывает на возможное их образование в пределах срединно-океанических хребтов или во внутриплитных условиях. Индикаторные геохимические соотношения Rb/Sr свидетельствуют о коровой природе этих пород. Терригенные породы формации по химическому составу могут быть отнесены к образованиям, сформировавшимся в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами или в задуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами. Породы формировались за счет сноса преимущественно кислых магматических образований при подчиненной роли более основных их разностей. На основании изложенного принята точка зрения об образовании формации в условиях континентального рифтогенеза.

Породы Туксинской СФпЗ отличаются сложной складчатостью, несколько различающейся в породах терригенно-вулканогенно-карбонатной и других формациях. Ранее [29, 34, 48] считалось, что внутренняя структура Туксинской СФпЗ представляет собой крупную синклинали. Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет предположить более сложное внутреннее строение формаций Туксинской СФпЗ и выделить в ее пределах две складки первого порядка.

Туксинская синклинали была выделена при проведении ГС-200 М. Т. Турбиным, и в ее строении участвуют все формации Туксинской СФпЗ. Складка протягивается из верховьев руч. Туги-Макит в юго-восточном направлении до истоков р. Гачали и далее на восток следится за пределы района. На субширотном своем участке складка постепенно расширяется в плане. Одновременно с расширением в плане структура, по данным М. Т. Турбина, плавно погружается в восточном направлении под углом до 3° . Смена в восточном простирании пород разных формаций также подтверждает юго-восточное погружение структуры. Предполагается запрокинутость синклинали в северном направлении на участке ее субширотного простирания, западнее структура представляется нормальной практически симметричной складкой [48]. Несмотря на сложную мелкую складчатость, запрокидывание с разной степенью отчетливости фиксируется по отдельным замерам падения слоев и односторонней вергентностью осевых плоскостей мелких складок. Углы падения крыльев складки на участке ее субширотного простирания составляют $15-50^\circ$ и увеличиваются в западной части структуры до $50-80^\circ$. Крылья синклинали осложнены пликативными формами высоких порядков. В западной части такие складки фиксируются по замерам слоистости. Амплитуда складок второго порядка в этой части синклинали достигает 1,5 км, а сами они имеют асимметричное строение. Как правило, одно из крыльев таких складок имеет большие углы падения, причем это могут быть разные (юго-западное или северо-восточное) крылья сопряженных син- и антиформ. При этом углы падения крыльев складок второго порядка увеличиваются с приближением к оси основной структуры. В пределах запрокинутой части структуры складки второго порядка подчеркиваются характером выхода на поверхность вулканогенных составляющих терригенно-вулканогенно-карбонатной формации. Размах крыльев осложняющих складок оценить сложно из-за запрокинутости основной синклинали. Складки более высоких порядков наблюдаются достаточно редко, размах их крыльев не превышает 20 м и обычно они представлены асимметричными остроугольными, реже с плавными замками структурами, запрокинутыми на север. Ориентировка их осевых плоскостей легко устанавливается по хорошо выраженному кливажу осевой плоскости. Более часто удается по быстро изменяющемуся соотношению кливажа и слоистости установить, что породы смяты в мелкие изоклинали складки, в замковых частях которых развиты будинаж-структуры. Вдоль простирания Туксинская синклинали ограничена разрывными нарушениями, предположительно, разной морфологии. Северное крыло складки нарушено системой надви-

гов, возможно имеющих сдвиговую составляющую, субширотного направления. Южное крыло срезано зоной Прихребтового разлома. Плоскости сместителей всех нарушающих крылья синклинали разломов погружаются в южных румбах. На водоразделе Тукси–Сирик–Макит синклиналь частично перекрыта тектонической пластиной (клиппом), сложенной образованиями Унья-Бомской СФпЗ.

Левотуксинская антиклиналь выделяется впервые и представляет хорошо фиксируемую при картировании структуру, сложенную породами всех формаций, выделенных в Туксинской СФпЗ. Складка протягивается в юго-восточном направлении из среднего течения р. Четканда через приустьевую часть руч. Грамкичи вдоль левого борта долины р. Тукси за пределы листа. В северо-западной части структуры отмечается ее подворот в юго-западном направлении. Ядро антиклинали сложено породами терригенной формации. Образования вулканогенно-терригенной формации принимают участие в строении обоих крыльев складки, а терригенно-вулканогенно-карбонатной – установлены только в северном крыле структуры. Антиклиналь представляет собой близкую к изометричной форму с падением крыльев в приосевой части, преимущественно, под углами 30–82°. При удалении от оси складки углы падения пород на крыльях уменьшаются до 30–70°. На крыльях структуры установлены складки второго порядка с размахом крыльев некоторых из них до 2 км. На всем протяжении складка ограничена зонами погружающихся в южных румбах глубинных разломов. Ее южной границей является Чампулинский разлом, а северной – Прихребтовый.

Образования Туксинской СФпЗ в геофизических полях не выражены, что может объясняться наличием в ее пределах пакета относительно пологопогружающихся в восток-юго-восточном направлении тектонических пластин разного литологического состава. Можно отметить относительное соответствие площади Туксинской СФпЗ слабоизрезанному знакопеременному магнитному полю интенсивностью от –50 до 200 нТл.

Унья-Бомская СФпЗ Западно-Джагдинской СФЗ занимает северо-восточную часть района, выходя в северном и восточном направлениях за пределы территории. Развитие пород подзоны в плане ограничено зоной Тынды-Уньинского шарьяжа, что предполагает их аллохтонное залегание на расположенных южнее образованиях Туксинской СФпЗ. Это наиболее четко подтверждается развитием турбидитовых образований на водоразделе Тукси–Сирик–Макит. Ниже образований Унья-Бомской СФпЗ, на значительной части ее территории, предположительно залегают образования Зея-Тунгалинской СФпЗ. Формации Зея-Тунгалинской СФпЗ перекрыты образованиями Унья-Бомской СФпЗ в бассейнах рек Уркан и Уркачан. Образования подзоны разбиты разрывными нарушениями различной ориентировки и морфологии.

Образования СФпЗ выделены в *юрский СЭ*, образованный согласно залегающими флишевой и песчаниково-алевролитовой формациями. Необходимо отметить, что на большей своей протяженности граница между указанными формациями является тектонической.

Флишевая (турбидитовая) формация представлена терригенными отложениями амканской свиты. Породами формации сложена южная часть подзоны и небольшой тектонический покров (клипп), шарьированный на образования Туксинской СФпЗ. В пределах развития пород амканской свиты встречаются тектонические брекчии, ранее относившиеся к конгломератам. По размерам кластического материала они делятся на мелко- и среднеобломочные. Это темно- или зеленовато-серые породы с размером обломков от 0,05 до 5 см. В обломках преобладают алевролиты, реже встречаются песчаники, кварциты, гранитоиды, эффузивы, кварц, полевой шпат. Заполнителем служит интенсивно замещенный кварцем, вплоть до образования мономинеральных кварцитов, песчаный материал. Песчаники слагают мелкообломочные разности брекчий на 30–50 %, а среднеобломочные – на 10–80 %. В заполнителе достаточно часто отмечается вкрапленность (до 2–3 %) пирита. Наиболее часто брекчии отмечаются вблизи ограничивающего распространение пород свиты шарьяжа. Химический состав пород формации свидетельствует о накоплении осадков в бассейнах, сопряженных с континентальными вулканическими или с окраинно-континентальными магматическими дугами. Формация накапливалась за счет сноса преимущественно кислых магматических образований со значительной долей магматитов более основного состава. Ее формирование происходило на достаточно стабильной земной коре с близкой к средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков на незначительном удалении от зон спрединга. Принимая во внимание изложенное, формация отнесена к турбидитам средней части подводных конусов выноса.

Песчаниково-алевролитовая (нижнемолассовая) формация сложена породами курнальской свиты и согласно налегает на отложения турбидитовой формации. Породы формации участвуют в строении висячего крыла запрокинутой на север антиклинали. Особенности химического состава пород формации не изучены. Учитывая ее согласное залегание с флишевой формацией, предполагается их образование в единой геодинамической обстановке.

Внутреннее строение образований Унья-Бомской СФпЗ практически на всех стадиях ее изучения представлялось как сложно построенная крупная антиклинальная складка, запрокинутая в северном направлении и получившая название *Амканская антиклиналь* [24, 45, 48 и др.]. Сложно построенное ядро антиклинали сложено образованиями флишевой (турбидитовой) формации, разбитой на ряд блоков продольными сбросо-сдвигами. Южное крыло складки срезано Тында-Уньинским шарьяжем. В северном крыле антиклинали установлено налегание на флишевую формацию, образований нижнемолассовой формации. Это крыло антиклинали практически на всем протяжении нарушено дугообразными разломами, в целом субширотного простирания. На протяжении от левого борта р. Амкан до восточной границы листа к осложняющим крыло надвигам приурочена зона развития меланжа. Наличие таких осложняющих разломов может свидетельствовать о значительных перемещениях формаций подзоны в близком к широтному направлении. Осевая плоскость антиклинали протягивается в субширотном юго-восточном направлении и прослежена из бассейна р. Уркачан до восточной границы листа. Шарнир складки погружается в восточном направлении под углами 10–20° [45]. По характеру складчатости второго и более высоких порядков выделяется сложно построенная приадресная часть складки и более пологоволнистые крылья. Углы падения пород в приадресной части антиклинали составляют 20–70°, при этом резко преобладают падения в южных румбах, что наряду с наличием опрокинутых залеганий свидетельствует о запрокинутости антиклинали на север. Северные падения пород фиксируют мелкие, с размахом крыльев до 200 м, часто флексуобразные, реже наклоненные и опрокинутые складки. Нечасто встречаются складки с близкой к изоклинальной формой шириной в первые десятки метров. Выход в бассейне р. Амкан образований флишевой формации может означать переход Амканской антиклинали в сопряженную синклиналь, которая выделялась В. Ф. Зубковым севернее района.

Октябрьский блок Аргуно-Мамынского массива характеризуется наиболее пестрым составом участвующих в его строении пород и наиболее длительным установленным периодом их формирования. На современном уровне изученности в пределах района для блока выделены шесть этапов развития, которым отвечают соответствующие наборы формаций.

Наиболее древними, в пределах структуры, формированиями являются образования гнейсово-амфиболитовой формации, сложенной породами елнинской толщи. Выходы формации локализованы в зоне Нинни-Сагаянского разлома в виде небольшого вытянутого согласно нарушению тектонического блока. Породы формации подвержены интенсивным вторичным изменениям, выраженным повсеместными окварцеванием и графитизацией. На отдельных участках породы сульфидизированы. Первично метаморфическая природа пород узнается с трудом. Данные о внутреннем строении формации крайне скудны. Предполагается, что ее образования слагают наклоненную под углами 70–80° в южном направлении моноклиналь [34]. Формация несколько условно отнесена к образованиям кристаллического фундамента Октябрьского блока АММ. По времени формирования формация относится к позднему архею.

Позднерифейско-раннекембрийский СЭ образован осадочными образованиями, отнесенными к туранской серии позднего рифея и магматитами зейско-депского комплекса.

Осадочные образования терригенно-карбонатно-вулканогенной формации слагают в пределах района ксенолиты, часто не выражающиеся в масштабе карты, в диоритах и гранитах зейско-депского комплекса и интенсивно ороговикованы. Внутренняя структура осадочных пород, включенных в строение этажа, не расшифрована, из-за сильной заболоченности территории.

Образованиями зейско-депского комплекса сложена крайняя юго-восточная часть Зейско-Депского массива, ранее называвшегося Пиканским. Название массива изменено с учетом его региональных размеров и правила приоритета, именно так породы назывались при проведении мелкомасштабных работ в 40–50-е годы двадцатого века. Массив протягивается в субширотном юго-восточном направлении от западной границы листа до водораздела Гимигин–Оногох. Положение массива контролируется зоной Южно-Тукурингского разлома. По результатам интерпретации геофизических материалов установлено погружение массива согласно с разломом в южных румбах под умеренными углами. Породы формации также слагают северную часть Сагаянского массива, протягивающегося через всю территорию вдоль южной границы листа. Положение массива контролируется зоной Нинни-Сагаянского разлома, ограничивающего распространение гранитов с севера. Указанные массивы отделены друг от друга зоной Нинни-Сагаянского разлома, что ранее являлось основанием для их отнесения к разным интрузивным комплексам. Изучение химического состава пород массивов и определение их возраста показали абсолютную идентичность образований, слагающих указанные массивы. Предполагается взброшенность Сагаянского массива по сравнению с Зейско-Депским, что привело к выходу на поверхность гранитов более поздней фазы внедрения, слагающих Сагаянский массив. Породами зейско-депского комплекса сложена диорит-гранитовая формация. Химический со-

став пород формации позволяет связать их образование с развитием вулканических дуг. Породы сформированы из вещества производных континентальной или островодужной магм за счет плавления амфиболитов и кварцевых эклогитов в условиях земной коры.

Следующий этап развития Аргуно-Мамынского массива представлен *силурийско-девонским СЭ*, сложенным образованиями Гагско-Сагаянской зоны. Образования этажа представлены терригенно-карбонатной формацией, сложенной породами имачинской и ольдойской свит. В плане формация развита в бассейне р. Нинни. Кроме того, на левобережье р. Сагаян и в верховьях руч. Тангомен развиты образования терригенно-карбонатной формации, представленной исключительно породами ольдойской свиты.

В структурном плане формацией СЭ в долине р. Нинни сложена линейная со слабо ундулирующей осью Ниннинская антиклиналь. Ядро складки образовано породами имачинской свиты, значительную роль в составе которой играют известняки органогенные. На крыльях антиклинали залегают существенно песчаниковые осадки ольдойской свиты. Складка представляется близкой к симметричной с углами падения пород на крыльях, в основном 60–80°. В береговых обнажениях и в полотне канав установлено наличие в ее пределах осложняющих складок более высоких порядков. Они представлены нормальными асимметричными формами с более крутыми северными крыльями и амплитудой до нескольких метров, осевые поверхности которых падают на юг под углами 70–80°. Ранее было высказано предположение о запрокинутости части этих складок на север [49].

В бассейне верхнего течения руч. Тангомен в полотне горных выработок установлена серия сопряженных и запрокинутых в северном направлении складок с размахом крыльев от первых десятков метров до 800 м. Часть южных крыльев этих складок имеет опрокинутое залегание [50]. Наличие разных по размеру складок может свидетельствовать о достаточно высокой степени пликативной дислоцированности образований СЭ, расшифровке которой мешает плохая обнаженность территории.

Образования силурийско-девонского СЭ были сформированы в условиях пассивной континентальной окраины и, возможно, позднее шарьированы в современное место расположения.

Более поздними являются образования *каменноугольно-пермского СЭ*. Они представлены относимыми к типаринской свите вулканогенно-осадочными породами и гранитоидами гимигинского комплекса. Первые выделены в терригенно-вулканогенную формацию, а вторые – в гранит-гранодиоритовую.

Образования терригенно-вулканогенной формации распространены в восточной части, где слагают серию выходов, протягивающихся с правобережья верхнего течения р. Нинни до восточной границы листа. В плане образования формации сближены с породами терригенно-карбонатной формации силурийско-девонского СЭ. Структура формации, на большей площади ее распространения, по имеющимся скудным данным, представляется погружающейся в южном направлении под углами 15–50° моноклиалью. На водоразделе Кирагин–Тангомен в образованиях формации установлена серия сопряженных складок субширотного простирания с видимым размахом крыльев до 1 км. При этом для части складок установлено опрокинутое залегание южных крыльев, что может означать их запрокинутость на север.

Традиционно считается, что образования данной формации с размывом налегают на терригенно-карбонатную формацию силурийско-девонского СЭ. Однако при этом игнорируется ряд очевидных фактов, позволяющих ставить под сомнение данную точку зрения. Породы, относимые к типаринской свите в данном районе, резко отличаются от таковых в стратотипической местности, где они представлены исключительно терригенными отложениями пассивной континентальной окраины. В пределах характеризуемой территории к типаринской свите отнесены породы, насыщенные вулканогенными образованиями пестрого состава, геохимически сходными с образованиями активной континентальной окраины. В связи с этим необходимо дополнительное изучение указанных пород и, возможно, выделение самостоятельного структурного и, вероятно, стратиграфического подразделения.

Гранит-гранодиоритовая формация представлена рядом выходов гранитоидов, наиболее крупным из которых является Гимигинский массив. Образования формации, вероятнее всего, слагают штокоподобные тела. В зонах их экзоконтактов в пределах диоритоидов позднерифейско-раннекембрийского СЭ развиты ореолы березитизированных пород с аномальными содержаниями золота. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов определяется как островодужная, а индикаторные соотношения элементов позволяют отнести породы к окраинно-континентальным образованиям.

Тектоническое развитие района продолжилось формированием *триасового СЭ*. В состав этажа включены гранит-лейкогранитовая формация, представленная гранитоидами вачеланского комплекса и песчаниково-конгломератовая формация, слагающая нижнюю часть разреза

Депского НП.

Песчаниково-конгломератовая (нижнемолассовая) формация окраинного моря, образованная породами наптаргинской свиты позднего триаса слагает нижнюю часть разреза Депского НП. Породами формации сложена полоса субширотного простирания, приуроченная с севера к Нинни-Сагаянскому разлому. Северная граница развития формации с образованиями диорит-гранитовой формации позднерифейско-раннекембрийского СЭ и терригенно-карбонатной формацией силурийско-девонского СЭ является стратиграфически несогласной. Целостность выхода формации нарушена разломами северо-западного простирания. Отложения формации смяты в довольно крупные нормальные складки с углами падения на крыльях $40-70^\circ$, простирание которых меняется с субширотного на правобережье р. Сагаян на северо-западное – в верховьях р. Нинни. Складчатость подчеркивается контурами выхода на поверхность конгломератов. Породы формации всюду поражены кливажем разлома, а его повсеместное развитие исключает возможность связывать образование складок с разломами и относить их к приразломным.

Интрузивные образования, включенные в гранит-лейкогранитовую формацию, представлены несколькими выходами, расположенными южнее Нинни-Сагаянского разлома, и многочисленными дайками. По нашему мнению, эти выходы являются частями единого на глубине Вачеланского массива, предположительно трещинной формы. Кровля массива, вероятно, является неровной, и на водоразделе Нинни-Сагаян отмечается ее провес на глубину. Гранитоиды прорывают граниты диорит-гранитовой формации позднерифейско-раннекембрийского СЭ и сами, в свою очередь, интродированы раннемеловыми диоритами буриндинского и дайками амуростанового комплекса. Установлено также прорывание дайками гранит-порфиров, входящими в состав формации, отложений песчаниково-конгломератовой формации позднего триаса, участвующей в строении разреза Депского НП, что и послужило основанием для объединения указанных формаций в единый СЭ. Формирование гранит-лейкогранитовой формации происходило в коровых условиях с участием материала неистощенной мантии. Геодинамическая обстановка их формирования, по большинству особенностей состава, определяется как островодужная или коллизионная. Отношения элементов-индикаторов геодинамических обстановок также не позволяют относить породы комплекса к окраинно-континентальным образованиям. На основании этого предполагается формирование гранит-лейкогранитовой формации в условиях континентальной коллизии.

Юрский СЭ завершает разрез Депского прогиба и представлен песчаниково-конгломератовой (верхнемолассовой) формацией окраинноморского происхождения, сложенной породами багоносской свиты. В нижней части формации развиты конгломераты, свидетельствующие о перерыве в осадконакоплении в пределах Депского прогиба. Отложения песчаниково-конгломератовой формации развиты в юго-восточной части района, где занимают левобережье р. Сагаян и нижнее течение руч. Тангомен. В восточном направлении породы формации протягиваются за пределы листа. Внутреннее строение формации представляется в виде сопряженных нормальных крутых складок близкого к широтному простирания. Ширина складок составляет $0,5-2,5$ км и для них характерно падение пород на крыльях под углами $40-70^\circ$. При этом напряженность складчатости возрастает в западной части распространения формации, что могло быть вызвано сдвиговыми дислокациями по разломам северо-западного простирания.

Более молодые образования Октябрьского блока отнесены к формациям тектоно-магматической активизации, произошедшей в раннем мелу. В крайней юго-восточной части района выделена терригенно-вулканогенная формация, сложенная породами талданской свиты. Выход формации имеет треугольную в плане форму и приурочен с юга к зоне Нинни-Сагаянского разлома, а с юго-запада – ограничен разрывным нарушением северо-западного простирания. В восточном направлении выход формации протягивается за пределы района. Породы формации несогласно залегают на образованиях гранит-лейкогранитовой формации позднего триаса. Состав формации, в котором вулканогенным образованиям принадлежит незначительная роль, позволяет предположить ее накопление на значительном удалении от центров извержений в условиях мелководных водоемов. Образования формации моноклинально погружаются в северном и северо-восточном направлениях, что соответствует ориентировке ограничивающих распространение пород разрывных нарушений.

Вблизи зоны Нинни-Сагаянского разлома и на некотором удалении от него к югу закартированы мелкие тела диоритов буриндинского комплекса, отнесенные к диорит-гранодиоритовой формации. Они прорывают образования диорит-гранитовой формации позднерифейско-кембрийского, гранит-лейкогранитовой и песчаниково-конгломератовой формаций триасового СЭ. Породами формации предположительно сложены мелкие штокообразные тела. Становление формации относится к коллизионной стадии развития района.

Завершает этап активизации Октябрьского блока габбро-ультрабазитовая формация, отнесенная к внутриплитной стадии развития. Большая часть массивов, сложенных породами формации залегает в диоритах Зейско-Депского массива раннекембрийского возраста. Отдельные тела ультрабазитов выявлены в пределах развития терригенно-карбонатной формации силурийско-девонского СЭ и песчаниково-конгломератовой формации триасового СЭ. При этом установлено ороговикование пород последней формации. Базиты слагают, по-видимому, корневые штокообразные массивы, фиксирующиеся относительно неконтрастными максимумами в поле силы тяжести. Тела ультрабазитов южной части распространения пород формации образуют положительные магнитные аномалии интенсивностью до 250 нТл, косвенно свидетельствующие об увеличении размеров тел на глубине. Сопоставление поля силы тяжести с магнитным свидетельствует о восточном погружении тел формации. Внутреннее строение тел не изучено из-за плохой обнаженности территории. В базитах формации установлена платина в количестве около 1 г/т, что определяет формацию перспективной в минерагеническом плане.

В *миоцене* произошло формирование континентальных терригенных формаций тафrogenно-го яруса, представленных субгоризонтально залегающими толщами песчано-глинисто-галечникового состава. В пределах ЗССБС эти образования представлены осадками темнинской свиты, на территории Октябрьского блока – сазанковской. Отложения данной формации считаются перспективными в отношении россыпного золота, с неясными промышленными перспективами.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Структуры всех докайнозойских формаций интенсивно нарушены многочисленными и разноориентированными разрывными нарушениями разнообразной морфологии. Среди разломов в целом главенствуют субширотные и северо-западные. При этом отмечается неравномерность развития этих разломов в разных структурных подразделениях. Разломы северо-западного направления наиболее характерны для Зей-Тунгалинской СФпЗ. Субширотные разломы наиболее широко проявлены в пределах Октябрьского блока АММ, Туксинской и Унья-Бомской СФпЗ. Северо-восточные и субмеридиональные нарушения играют подчиненную роль во всех структурных подразделениях района.

Наиболее крупными разломами северо-западного направления являются Южно-Тукурингский, Чампулинский и Прихребтовый разломы.

Южно-Тукурингский разлом, в свою очередь, является наиболее крупным среди нарушений этой группы и относится к глубинным сквозькоровым региональным структурам. Его зона разграничивает АММ и АОСС. В пределах района история развития данной структуры, предположительно, может быть прослежена с раннего палеозоя. По зоне разлома контактируют раннепалеозойские вулканогенно-терригенная и диорит-гранитовая формации. Первая из которых является частью АОСС, а вторая принадлежит Октябрьскому блоку АММ. Характер магнитного поля позволяет сделать предположение о надвигании Октябрьского блока АММ на образования АОСС. Это, в свою очередь, позволяет классифицировать разлом как сдвиг-надвиг. По геофизическим данным установлено погружение плоскости разлома в южном направлении под углами 35–50°, что подтверждается формой контакта в плане диоритов зейско-депского комплекса. Ранее предполагалась принадлежность разлома к правым сдвигам [34]. Внедрение диоритов и гранитоидов Зейско-Депского массива одноименного комплекса контролировалось зоной Южно-Тукурингского разлома. Породы массива повсеместно подвергнуты тектонической переработке разной степени. Они незаконмерно в плане катаклазированы, развальцованы, милонитизированы. К северному контакту массива приурочена зона бластомилонитов мощностью до 300–400 м. В породах Зей-Тунгалинской подзоны в зоне влияния разлома шириной до 1 км интенсивно проявлены микроскладчатость и кливаж. Присутствие в южном борту разлома интрузий габбро-ультрабазитовой формации ниннинского комплекса свидетельствует об активности разлома вплоть до раннего мела. По сопредельным с запада территориям имеются данные о локализации эпицентров землетрясений в зоне Южно-Тукурингского разлома, что позволяет отнести его к долгоживущим. В современном рельефе разлом приурочен к достаточно крутому северному склону водоразделов Нинни–Тунгала и Сагаян–Тукси, что подтверждает его неотектоническую активность. Параллельно Южно-Тукурингскому разлому от западной границы листа до верховьев р. Оногох протягивается надвиг с погружающейся в северных румбах плоскостью сместителя. Разлом ограничивает с севера пространство образований раннепалеозойского СЭ.

Чампулинский разлом является границей Зей-Тунгалинской и Туксинской подзон и проходит в северо-западном направлении из верховьев первого от устья правого притока р. Джаг-

да, через приустьевую часть руч. Грамкичи, в низовья р. Ушмун. В западном и восточном направлениях уходит за пределы района и фиксируется зонами дробления и милонитизации образований Зeya-Тунгалинской и Туксинской подзон. Мощность зон тектонитов обычно составляет 250–350 м. Зоны дробления и милонитизации сопровождаются густой сетью прожилков кварца мощностью 5–25 см. Разлом отчетливо выражен в рельефе. В западной части района установлено погружение плоскости сместителя разлома по азимуту 210° под углом 60–65° [48]. Южное погружение сместителя разлома подтверждается характером магнитного поля. Породы Зeya-Тунгалинской подзоны, для площади которой характерно слабоизрезанное, отрицательное поле, налегают на породы, характеризующиеся положительным или знакопеременным полем. Разлом относится к сдвиго-надвигам с левым смещением на расстояние не менее 15 км.

Прихребтовый разлом проходит параллельно Чампулинскому в 5–9 км северо-восточнее, протягиваясь от оз. Огорон через верховья р. Тукси до р. Джагда в месте ее выхода за пределы листа. На западе разлом срезан более поздним Дeп-Огоронским разломом северо-восточного простирания. В западной части Прихребтовый разлом является границей между Туксинской и Унья-Бомской СФпЗ. От водораздела Четканда–Тукси до восточной границы района разлом проходит по образованиям Туксинской подзоны. По морфологическим признакам разлом близок к Чампулинскому. Плоскость его сместителя погружается на юго-запад и можно предположить его принадлежность к правым сдвигам с амплитудой не менее 15 км.

Анализ взаимного субпараллельного расположения в плане Чампулинского и Прихребтового разломов и наличия у них признаков разнонаправленных сдвиговых составляющих позволяет считать данные нарушения динамопарой [10].

Наиболее крупным разломом субширотного простирания является **Нинни-Сагайский разлом** – внутренняя разрывная структура Октябрьского блока АММ. На всем протяжении в пределах района зона разлома является южной границей Дeпского НП. По морфологии разлом является сбросо-сдвигом с установленным в юго-восточной части листа N-52-XXI правосторонним смещением на расстояние до 2 км. При этом предполагается взброшенность образований южного крыла разлома. Учитывая смещенность по зоне разлома разновозрастных образований, можно предположить его длительную активность, включающую в себя раннемеловой этап развития образований диорит-гранодиоритовой формации, целостность массивов которой нарушена разломом на левобережье р. Нинни. На местности зона разлома выражена рассланцеванием осадочных пород северного крыла, дроблением и милонитизацией гранитоидов всех возрастных уровней, развитых южнее разлома. Установленная по элювиально-делювиальным развалам мощность зон тектонизированных пород не превышает 300 м. В береговых обнажениях р. Сагай зафиксирована зона милонитов по гранитоидам поздне триасового возраста мощностью около 40 м, погружающаяся на юг под углами 45–75°. Разновозрастные гранитоиды и метаморфические образования елнинской толщи в южном крыле разлома окварцованы, графитизированы и сульфидизированы. К зоне измененных гранитов приурочено комплексное проявление Вачелан.

Субширотные разрывные нарушения в пределах северо-восточной части Туксинской подзоны, характеризующейся широким развитием пород терригенно-вулканогенно-карбонатной формации, представлены многочисленными надвигами с южным погружением плоскостей сместителей. Углы погружения этих разломов не установлены, но исходя из характера некоторых границ контрастных по составу толщ, они могут изменяться в широких пределах – от близгоризонтальных (5–10°) до очень крутых (70–80°). Такие колебания углов погружения разломов позволяют их относить к сдвиго-надвигам. Наиболее широко эти разломы проявлены в приграничной с Унья-Бомской подзоной части, где, по сути дела, Туксинская подзона представляет собой пакет пластин, сложенных отдельными формациями и наклоненных к югу. Горизонтальные амплитуды перемещений по разломам были значительными, поскольку пластины представлены незакономерным чередованием пород разных стратиграфических подразделений.

Несколько условно к системе субширотных разломов относится и впервые выделенный **Тында-Уньинский шарьяж**, по которому на образования Зeya-Тунгалинской и, возможно, Туксинской подзон шарьированы образования Унья-Бомской подзоны и Уньинского массива габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Подошва шарьяжа в южной части наибольшего по площади выхода пород Унья-Бомской подзоны сопровождается зоной тектонического меланжа шириной до 3,5 км. Другие границы пород Унья-Бомской подзоны не сопровождаются зонами меланжа, хотя это может быть связано и с недостаточной изученностью данных участков и с их плохой обнаженностью. Кроме этого, зона меланжа, приуроченная к надвигам, установлена и непосредственно в пределах развития пород Унья-Бомской подзоны. Ширина этой зоны достигает 1,2 км, по простиранию она прослежена из долины р. Амкан до восточной рамки

листа. С запада эта зона меланжа ограничена разломом северо-восточного направления. Зона практически на всем протяжении является границей между флишевой и песчаниково-алевролитовой формациями Унья-Бомской подзоны. Меланж представлен обломками преимущественно осадочных пород с ничтожной примесью интрузивных образований и ранее [45, 48] ошибочно относился к конгломератам. При петрографической характеристике этих образований отмечалась остроугольная резко удлиненная форма обломков осадочных пород (алевролитов, песчаников, сланцев). Граниты и диориты представлены хорошо окатанными, обычно слегка сплюснутыми, гальками и валунами размером до 75 см в поперечнике. Матрикс в данных образованиях представлен плохосортированными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Ранее проведенными работами [45] было отмечено угловое несоответствие ориентировки длинных осей обломков со слоистостью, залегающих выше и ниже меланжа пород. При горизонтальной субширотной ориентировке осей обломков слоистость пород на водоразделе Бол. и Мал. Джебги погружается в северо-восточном ($35\text{--}55^\circ$) направлении под углами $32\text{--}70^\circ$. Детальное изучение данных образований привело к установлению их тектонической природы. При этом в пределах зоны были выделены центральная и краевые части. Центральная часть зоны мощностью 50–60 м сложена ориентированными длинными осями по плоскостям кливажа разнообразными по размеру будинами песчаников, ленточных брекчий алевролитов и аргиллитов в интенсивно рассланцованной и милонитизированной массе осадочных пород. Краевые части зоны подчеркиваются сменой сплошного кливажа на прерывистый и появлением фрагментов слоистых пород, смятых в сложные складки, будинированных и брекчированных. Мощность краевых зон достигает нескольких сотен метров [4]. Будинообразные обломки, присутствующие в центральной части зоны меланжа, имеют вытянутую форму с поперечным сечением от 20×5 до 60×10 см. В продольном сечении вдоль линии простирания шарьяжа на уровне современного среза такие обломки представляют собой брусковидные отдельности. Длина их составляет от нескольких метров до нескольких десятков метров. Обломки имеют в поперечном сечении линзовидную форму с остроугольными окончаниями по длинной оси. В виде обломков также присутствуют фрагменты прослоев переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (турбидиты) ленточной или линзовидной формы. Торцы таких пластин имеют, преимущественно, остроугольные формы, хотя при этом отмечаются и их прямоугольные окончания. Достаточно часто отмечается расщепление краев блоков турбидитов на серии тонких пластин. Ленточные тела турбидитов вблизи границ будинообразных обломков песчаников изгибаются и повторяют их очертания. Обломки занимают около четверти объема массы меланжа. Основная масса центральной зоны меланжа представлена агрегатом, состоящим из огромного количества соприкасающихся очень мелких будиноподобных обломков песчаников, алевролитов и кварца. Межобломочное пространство заполнено милонитизированным агрегатом пластичных пород с микроскопическими линзовидными обломками песчаников. Предполагается перемещение масс по зоне шарьяжа в западном направлении с частичным перекрытием образований Зей-Тунгалинской подзоны в бассейне р. Уркан.

Северо-восточные разломы заложены позднее субширотных северо-западных и представлены в районе Деп-Огоронским (Ольгинским) разломом и рядом более мелких нарушений. Деп-Огоронский разлом в пределах листа является восточным ограничением ЗССБС. Западнее района установлена кинематика нарушения, и он является правосторонним сдвигом с амплитудой смещения около 5 км. Другие разломы этого простирания играют меньшую роль в геологическом строении района, и для части из них является характерной смена простирания с северо-восточного на северо-западное, что дополнительно может свидетельствовать о движении породных масс в северо-западном направлении по зоне Чампулинского разлома.

Разломы различной ориентировки достаточно хорошо видны на МАКС и практически не отражаются в геофизических полях.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Данные о глубинном строении района базируются на результатах интерпретации геофизических материалов, которые в целом малоинформативны. В гравитационном поле можно предположительно выделить только тела габбро-ультрабазитовой формации раннего мела, четко выражающиеся локальными максимумами интенсивностью не более 4 мГал. Необходимо обратить внимание на наличие максимума силы тяжести на территории, относящейся к Верхнезейской впадине, и сопряженного с ним минимума на площади распространения вулканитов вангинской свиты.

В магнитном поле обращает на себя внимание цепочка положительных аномалий интенсивностью до 200–1 000 нТл, неотчетливо приуроченных к Нинни-Сагаянскому разлому, что мо-

жет быть связано с залеганием на глубине тел, отнесенных к раннемеловой габбро-ультрабазитовой формации, представленной породами ниннинского комплекса. Южнее указанной цепочки аномалий почти параллельно располагается ряд положительных аномалий меньшей интенсивности. Эти аномалии могут быть вызваны залегающими на глубине массивами диоритоидов буриндинского комплекса, мелкие тела которых выявлены на поверхности. Магнитное поле северо-восточной части листа имеет изрезанный характер, что типично для существенно вулканогенных образований. При этом поверхность здесь сложена образованиями Туксинской и Унья-Бомской подзон существенно терригенного состава. Это может косвенно подтверждать предположение об аллохтонном залегании пород указанных подзон на образованиях другого состава, возможно являющихся продолжением на глубине формаций Зея-Тунгалинской СФПЗ.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История формирования современной геологической структуры Октябрьского блока АММ, с некоторой долей условности, может быть прослежена только с позднего архея, образования которого установлены вблизи зоны Нинни-Сагаянского разлома. С раннего палеозоя возможна реставрация истории развития структур АММ. История же развития ЗССБС в пределах района может быть прослежена только с ранней юры.

Позднеархейские образования гнейсово-амфиболитовой формации предположительно сформировались в результате накопления преимущественно осадочных пород елнинской толщи. Процесс осадконакопления происходил в отличающихся от современных географических координатах. Накапливавшиеся породы были достаточно дифференцированными, среди них реконструируются предположительно вулканогенные породы базальт-риолитового состава и продукты метаморфизма зрелых кор выветривания. Стратиграфический порядок и геодинамические условия образования пород реконструкции на современном уровне изученности не поддаются. После завершения осадконакопления ближе к концу архея, а возможно и позднее, породы толщи испытали метаморфизм амфиболитовой фации. В результате неоднократных подвижек по зоне Нинни-Сагаянского разлома образования гнейсово-амфиболитовой формации интенсивно динамометаморфизованы, графитизированы, окварцованы и сульфидизированы и, в принципе, являются потенциально рудоносными. Время наложения на породы вторичных изменений точно не определено, но, вероятно, они связаны с мезозойской магматической деятельностью.

В пределах Октябрьского же блока в позднем рифее были сформированы терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения, отнесенные к туранской серии. Породы в результате последующих этапов развития полностью утратили свой первичный облик. На породы наложен метаморфизм зеленосланцевой фации.

На следующем этапе геологического развития Октябрьского блока при внедрении интрузий зейско-депского комплекса в раннем кембрии породы туранской серии претерпели интенсивное ороговикование. Становление интрузий зейско-депского комплекса, вероятно, происходило в краевой части АММ в связи с формированием окраинно-континентальных вулканических дуг.

После некоторого перерыва в пределах Аргуно-Мамынского массива начала формироваться система наложенных прогибов, представителем которых в пределах района являются отложения восточной части Гагско-Сагаянской СФЗ. Геодинамическая обстановка формирования отложений имачинской и ольдойской свит отвечала пассивной континентальной окраине. Осадконакопление происходило в относительно мелководных условиях при теплом климате в результате размыва зрелых кор выветривания, формировавшихся за счет материала преимущественно интрузивных пород АММ кислого и среднего состава.

Отложения же, отнесенные к типаринской свите, резко отличаются по составу от стратотипической местности и сформированы в совершенно других геодинамических условиях. Они, вероятно, являются продуктами накопления в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами. На основании этого в истории развития АММ выделен карбоново-пермский период развития, завершившийся становлением коровых гранитоидов гимигинского комплекса в ранней перми. Комплекс формировался в окраинноконтинентальных условиях и является продуктом первого этапа магматической активизации в районе. В результате контактового воздействия гранитоидов на вмещающие их диориты Зейско-Депского массива были сформированы березитизированные породы, характеризующиеся повышенными содержаниями золота.

После непродолжительного периода воздымания территории АММ в позднем триасе в условиях окраинного моря Депского НП начали отлагаться породы наптаргинской и багоносской свит. Последняя свита имеет среднеюрский возраст, на основании чего предполагается раннеюрский перерыв накопления осадков в пределах части указанного моря. В течение триасово-

юрского этапа развития были сформированы ниже- и верхнемолассовая формации. Южнее наложенного прогиба в позднем триасе произошло становление малоглубинной гранит-лейкогранитовой формации, представленной породами вачеланского комплекса. Образования несут черты коллизионных и являются продуктами еще одного этапа магматической активизации в пределах АММ. Гранитоиды вмещают комплексную редкометалльно-редкоземельную минерализацию проявления Вачелан.

Позднее после перерыва, сопровождавшегося воздыманием Октябрьского блока, в раннем мелу произошло становление вулканно-плутонической ассоциации, представленной вулканогенно-осадочными образованиями талданской свиты, одноименного субвулканического комплекса и диоритов буриндинского комплекса. Ассоциация была сформирована преимущественно за счет корового материала в условиях вулканической дуги на активной континентальной окраине. Диориты могли быть образованы и в коллизионной обстановке. Раннемеловой этап развития Аргуно-Мамынского массива завершился становлением отнесенных к внутриплитным базитов и ультрабазитов ниннинского комплекса. Породы комплекса содержат платину, а к их выходам пространственно приурочены вторичные ореолы рассеяния никеля.

История геологического развития Западно-Джагдинской СФЗ АОСС прослеживается в соответствии с возрастом развитых в ее пределах формаций в разных временных интервалах для разных подзон.

Развитие Зея-Тунгалинской СФЗ реконструируется с раннего палеозоя. В это время сформировались образования вулканогенно-терригенной формации зубаревской свиты. Породы являются морскими глубоководными осадками, содержащими продукты вулканизма пестрого состава, синхронного с осадконакоплением. Вулканиды обнаруживают признаки принадлежности к образованиям островных дуг.

Условно к среднему палеозою отнесено образование терригенно-вулканогенно-карбонатной формации, сложенной породами верхнеалгаинской подсвиты, гармаканской и теплоключевской свит. Данный этап развития представлен образованиями двух типов, сформировавшихся в различных условиях. Осадки гармаканской свиты накапливались в разных частях глубоководного бассейна океанического типа, в основном тяготея к его склонам. Учитывая преимущественно алевролитовый первичный характер отложений и наличие в них признаков терригенного флиша, можно предположить большую роль в их формировании мутьевых потоков. На основании особенностей состава и внутреннего строения образований предполагается их формирование в бассейнах, связанных с континентальными вулканическими дугами, за счет размыва пород кислого и среднего составов. Образование пород верхнеалгаинской подсвиты и теплоключевской свиты происходило в океанических условиях при преобладании условий растяжения. Накопление терригенных образований сопровождалось подводным вулканизмом основного состава, по-видимому, фумарольно-гидротермальной деятельностью с рудной специализацией (золото, ртуть). В результате был сформирован комплекс пород с рассеянной золотой минерализацией, приуроченной к наиболее графитизированным частям разреза в местах присутствия вулканидов. Метаморфизованные вулканиды верхнеалгаинской подсвиты образовались в условиях надспрединговых островов, а подобные породы теплоключевской свиты – в условиях островных дуг с унаследованной субдукционной компонентой. Изложенное позволяет предположить формирование всех свит в разные стадии развития единого бассейна.

Туксинская СФЗ представлена каменноугольно-пермскими терригенно-вулканогенно-карбонатными образованиями. При этом возраст образований подзоны требует уточнения. Обнаруженные в известняках бочагорской свиты органические остатки раннепермского возраста могут иметь олистолитовую природу. Тем не менее, на современном уровне изученности образования подзоны относятся к указанному возрастному интервалу.

Нижняя часть разреза, начинающей разрез подзоны терригенной формации (нижнеджерскогонская подсвита) образовалась, вероятнее всего, в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. Химический состав пород верхнеджерскогонской подсвиты позволяет предположить их накопление в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами. Обе обстановки осадконакопления характеризуются близкими в петрогенетическом плане областями питания, основными источниками сноса в них являются кислые вулканиды или гнейсы и граниты. А само формирование осадков происходило вблизи зон спрединга.

Залегающая выше терригенно-вулканогенная формация, по особенностям химического состава базальтоидов, указывает на их принадлежность к толеитам и андезитам океанических островов мантийной природы. Осадочные же составляющие разреза формации накапливались в бассейнах, сопряженных с континентальными (зрелыми) или океаническими островными дугами.

Вулканогенные породы завершающей разрез подзоны терригенно-вулканогенно-карбонат-

ной формации были, вероятно, сформированы на ранних стадиях рифтогенеза во внутриплитных условиях из корового материала. Осадочные породы данной формации, предположительно, отлагались в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами или в задуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами. Отдельные образцы пород отвечают условиям накопления осадков в бассейнах пассивных континентальных окраин и в бассейнах, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами.

Такое сочетание пород разного генезиса в пределах Туксинской СФпЗ можно объяснить только совмещением тектонических пластин пород разных свит. Ранее установленные стратиграфически согласные их отношения недостаточно доказаны. Это также подтверждается залеганием в пределах этой подзоны в виде клиппа образований габбродиорит-плагиигранитовой формации, сформированной в раннем палеозое.

Представляется, что образования Туксинской подзоны аллохтонно залегают на породах Зeya-Тунгалинской подзоны. Само шарьирование началось в позднем палеозое–раннем мезозое, в связи с началом закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна, сопровождаемого субдукцией и обдукцией океанических осадков не только на края Усть-Гилуйского и Октябрьского блоков, но и надвигание пород АОСС друг на друга. В эту эпоху произошло формирование складчатости, многочисленных разломов и метаморфизм палеозойских образований. Весьма слабая степень метаморфических преобразований пород гармаканской свиты по отношению к более молодым и древним, но сильнее метаморфизованным отложениям алгаинской и теплоключевской свит Зeya-Тунгалинской подзоны, позволяет полагать, что все эти отложения на момент проявления метаморфизма находились на удалении друг от друга. Это же в равной мере касается и образований Туксинской подзоны.

Начиная с позднего палеозоя, преобладающие в районе процессы сжатия, последовательно проявившиеся сначала в отдельных тектонически активных зонах и приведшие к складчатости различной интенсивности, в последующем привели к постепенному закрытию Монголо-Охотского палеоокеана в направлении с запада на восток.

В пределах Зeya-Тунгалинской подзоны в триасе проявлением мелкообъемного магматизма начались процессы тектоно-магматической активизации, по времени грубо совпадающие со вторым этапом магматической активизации АММ. В результате активизации первого этапа была сформирована плагиигранит-габбровая формация, сложенная породами пиканского комплекса. Особенности химического состава слагающих формацию пород свидетельствуют в пользу их образования в условиях островной дуги, которая на тот момент могла эволюционировать вдоль южной границы АОСС. Магматическая деятельность в пределах рассматриваемой подзоны завершилась в юрском периоде, когда в метаморфизованные образования внедрились тела базальт-риолитовой формации тунгалинского комплекса, геохимически также отвечающего островодужным образованиям. С породами комплекса связывается формирование многочисленных тел кварцитов метасоматических, окварцованных и альбитизированных пород с повышенными концентрациями золота, марганца и железа. Наличие значительного количества тел кварцитов позволяет предполагать и более широкое распространение пород тунгалинского комплекса, не выходящих на поверхность, или ошибочно включенных в разрезы палеозойских образований.

Унья-Бомская подзона АОСС формировалась в среднеюрское время, вероятно, в обособленном бассейне. Осадочные формации представлены турбидитами амканской свиты и нижнемолассовыми отложениями курнальской свиты.

На территории листа N-52-XXI установлено, что после накопления осадков в них практически сразу были внедрены многочисленные тела базальт-дацитово-гранитовой формации, дессовского комплекса островодужной природы. С породами комплекса связывается формирование зон пиритизации во вмещающих породах, с которыми пространственно совмещены контрастные вторичные ореолы рассеяния золота.

Предположительно в раннем мелу, до внедрения диоритоидов буриндинского комплекса, произошло шарьирование в западном направлении отложений Унья-Бомской подзоны на образования Зeya-Тунгалинской и, возможно, Туксинской подзон. Шарьирование сопровождалось формированием или осложнением в породах Унья-Бомской подзоны складок разнообразной формы. В результате этого в районе сформировались зоны тектонического меланжа, расположенные как по периферии Унья-Бомской подзоны, так и внутри нее. Зона меланжа выявлена также среди пород северной части Туксинской подзоны, где наиболее широко проявлены надвиги. Зоны меланжа на отдельных участках подвергнуты окварцеванию и альбитизации. Зоны этих гидротермально-метасоматических образований, несомненно, являются источниками золота для богатейших россыпей бассейна р. Унья.

История геологического развития ЗССБС в пределах листа реставрируется только с ранней–

средней юры. На этом этапе произошло становление диорит-гранодиоритовой формации обкинского комплекса, представляющей собой островодужные образования.

В раннем мелу в пределах ЗССБС сформировалась локально проявленная в районе вулканогенно-терригенная формация, сложенная породами нижневангинской подсвиты. Геохимически вулканиты подсвиты отвечают образованиям островных дуг и активных континентальных окраин.

Вероятно, в раннем мелу в пределах всего района была достигнута максимальная степень сжатия, сопровождавшаяся сдвиго-надвиговыми перемещениями блоков по разным системам разломов.

Магматическая деятельность в районе завершилась внедрением немногочисленных даек амуро-станового комплекса, незначительно развитых в пределах АОСС и Аргуно-Мамынского массива.

После этого район испытал достаточно длительную эпоху устойчивого воздымания, сменившуюся в миоцене формированием тафrogenного яруса. В пределах Верхнезейской впадины ярус представлен породами темнинской свиты, а в пределах Амуро-Зейской – отложениями сазанковской свиты.

После этого территория снова начала испытывать воздымание, предопределившее образование современного рельефа и формирование современных аллювиальных речных отложений.



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Район в морфоструктурном отношении охватывает части трех крупных структурных единиц [11]. Большая часть территории располагается в пределах Тукурингра-Джагдинского поднятия, ассоциирующего с выходами на поверхность образований АОСС. Крайняя северо-западная часть территории, занятая отложениями темнинской свиты, с некоторой долей условности, может быть отнесена к Тында-Зейскому понижению. Южная же часть листа, занятая образованиями АММ, входит в Зейско-Буреинское понижение. Более точно южная часть района относится к зоне сопряжения указанного понижения с Тукурингра-Джагдинским поднятием.

Район располагается в зоне интенсивного проявления блоковых движений четвертичного времени, и рельеф его отражает характер современного тектонического строения района. В результате кайнозойских глыбовых перемещений пенепленизированная ранее страна была разбита на отдельные блоки, среди которых выделяются: горстовое горное сооружение хребта Джагды и опущенные области фрагментов Верхнезейской и Амуро-Зейской впадин. Перечисленные орографические формы незначительно расчленены различными экзогенными процессами.

Сочетания форм указанных типов рельефа позволяют объединить их в морфогенетические типы, различающиеся между собой историей формирования, внешним обликом и направленностью современных рельефообразующих факторов. В районе выделены следующие морфогенетические типы рельефа: тектоногенный, эрозионный рельеф области поднятий, денудационный рельеф стабилизированных областей (холмисто-увалистый рельеф) и эрозионно-аккумулятивный рельеф областей опускания (пологоволнистая предгорная равнина). Хозяйственная деятельность человека привела к образованию техногенного рельефа.

ТЕКТОНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Тектоногенный рельеф представлен уступами и склонами разрывного происхождения, хорошо выражающимися на МАКС, приуроченными, преимущественно, к среднегорному типу рельефа. Выделены тектонические поверхности северо-западного и северо-восточного простираний.

Среди субширотных разломов довольно отчетливо выражается в рельефе Чампулинский, проявляющийся на большей части своей протяженности уступом в рельефе. На водоразделах разлом выражен ложбинами глубиной до 40 м, на части склонов контролируется асимметричными долинами распадков и ручьев – притоков рек Гачали, Нектер, Талома 1-я и др. Асимметрия этих долин свидетельствует о погружении плоскости сместителя Чампулинского разлома в южном направлении. В геологическом плане данный уступ контролирует южную границу Туксинской СФпЗ.

Еще одна поверхность этого типа северо-западной ориентировки, приуроченная к участку Нинни-Сагаянского разлома, прослежена вдоль правого борта нижнего течения р. Сагаян [50].

Тектоногенный уступ северо-восточного простирания выявлен в северо-западной части территории, где он приурочен к зоне Деп-Огоронского разлома. Вероятно, к данному типу поверхностей принадлежит и юго-восточная граница Огоронской впадины на участке между долинами рек Ушмун и Уркан.

Многие разломы контролируются на отдельных непротяженных, прямолинейных участках долинами рек и ручьев. Приуроченность тектонических уступов и участков долин рек к зонам глубинных разломов подчеркивает сохраняющуюся до настоящего времени активность последних.

Возраст движений, сформировавших тектонические поверхности, условно можно считать плиоцен-голоценовым.

ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эрозионный морфогенетический тип рельефа наиболее широко распространен на территории района. Эрозионные поверхности слагают пологие склоны холмисто-увалистого, наклонные склоны низкогорного рельефа и крутые склоны водоразделов среднегорья. Данный тип рельефа сформирован на генетически разнородных породах, что не отразилось на его облике и свидетельствует о сравнительно одинаковом соотношении рельефообразующих факторов для всей территории развития данного типа рельефа.

Среднегорный крутосклонный резко расчлененный рельеф охватывает пространство, занятое хр. Джагды и его отрогами, включая верхние течения левых притоков р. Тукси. Этот участок характеризуется преобладающими абсолютными отметками главной водораздельной поверхности хр. Джагды в 900–1110 м с отдельными вершинами до 1498 м. Относительные превышения составляют, в основном, 400–600 м, иногда повышаясь до 800 м и более. Главный водораздел имеет слегка извилистые контуры в плане. Рельеф в сильной степени изрезан водотоками различных порядков и более мелкими распадками. На склонах хребта нередко наблюдаются останцы выветривания, иногда достигающие высоты 15–30 м, особенно многочисленные на северной стороне хребта в истоках рек Бочагор, Джескогон и Ландырь. Хребет имеет асимметричное строение, северные его склоны значительно более крутые, что связано с их бронированием многолетней мерзлотой, серьезно затрудняющей денудацию материала. Определенную роль в асимметрии хребта играет и преимущественно южное падение пород в его пределах. Долины повсюду короткие и прямые, имеют V-образные поперечные профили с очень крутыми склонами, подчас практически отвесными около днищ долин. Продольные профили долин крутые, иногда ступенчатые, не выработанные. Во многих участках приосевой части хребта отмечаются каньонообразные долины с отвесными стенками высотой до 5–8 м, с порогами и водопадами. Средние и нижние течения рек и крупных ручьев имеют долины с ящикообразным поперечным профилем. Выходы коренных пород в цоколях террас и в бортах долин свидетельствуют об интенсивно протекающих в настоящее время процессах боковой эрозии. Узкие (не более 10–20 м) гребни второстепенных водораздельных поверхностей имеют острые вершины, как правило, треугольной или четырехугольной формы, часто увенчанные коренными выходами. В продольном сечении гребни водораздельных поверхностей также обладают сильно изрезанными контурами, что обусловлено быстрой сменой следующих друг за другом вершин, разобщенных крутыми глубокими седловинами. Эти водораздельные поверхности также имеют в плане извилистые контуры, обусловленные дендритовидным рисунком гидросети. К югу от хребта все крупные водотоки имеют субмеридиональное направление и стекают в пределы развития низкогорного рельефа. Они расчленяют территорию на систему вытянутых гряд, абсолютные отметки которых уменьшаются по мере удаления от хребта. Каменистые осыпи и гольцовые вершины редки. Обычна сильная залесенность и буреломы по распадкам.

Там, где на водоразделах сохранились реликты древних поверхностей выравнивания они плоские широкие (200–300 м, иногда до 1–1,5 км) с резкими перегибами к склонам. Вершины в таких местах обычно имеют куполовидную форму и возвышаются над седловинами на 50–150 м. Склоны слабовыпуклые или прямые в поперечном профиле, имеют крутизну 30–35° [47].

Подножье хребта нередко имеет ступенчатый характер, глубоко расчленено глубокими ущельями рек и осложнено боковыми ответвлениями, менее высокими, нежели сам хребет. Область горного сооружения является районом максимального атмосферного питания и служит водосборным бассейном для основных рек района (Тукси, Унья, Сирик-Макит и др.).

Наиболее крупные реки имеют четко выраженный ящикообразный поперечный профиль хорошо выработанных долин. Многочисленные их притоки интенсивно пропиливают коренные породы и выносят в долины основных рек большое количество обломочного материала, формируя многочисленные конусы выноса. Достаточно широко распространены эрозионные террасы с хорошо выраженным уступом коренных пород. В долине р. Уркан высота уступа такой террасы составляет 3–5 м, а местами отмечаются остатки террасы высотой до 20 м. Аллювиальные отложения на поверхностях этих террас отсутствуют, что свидетельствует о значительном современном врезе речной сети, при котором в данном участке района почти не происходит накопления материала. Надпойменные аккумулятивные террасы отсутствуют [47].

Мелкие ручьи имеют слабо и почти невыработанные долины, часто с довольно мощным (до 2,0 м) слоем аллювиальных отложений из слабо окатанных глыб. При этом водотоки интенсивно пропиливают коренное ложе, образуя большое количество мелких водопадов, перекатов и теснин с сильным боем воды. Отсюда вытекает развитие цокольных террас, на поверхности которых иногда встречаются валунно-галечные отложения. Развитие цокольных террас свиде-

тельствует о неотектонических поднятиях данного района, сопровождающихся усиленными процессами глубинной эрозии [25].

Среднегорный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий окаймляет рельеф предыдущего подтипа с юга и запада. Он характеризуется абсолютными отметками, не превышающими 800–850 м, с преобладанием отметок 600–700 м. Относительные превышения достигают 200–300 м. Контуры водораздельных поверхностей в продольном профиле плавные, часто разделяются долинами мелких водотоков на отдельные округлые вершины. Ширина водораздельных поверхностей колеблется от 150–200 до 300–400 м. Они имеют меридиональное и близкое к нему направление и разобщены долинами многочисленных рек протяженностью до 25 км. В продольном сечении водораздельные гряды имеют довольно плавные контуры, резко выделяющиеся зубчатые вершины отсутствуют. Отпрепарированные процессами денудации отдельные вершины соединяются пологими седловинами [25]. В поперечном профиле водоразделы имеют резкие очертания, что обусловлено значительной (20–25°) крутизной склонов и глубоким врезом речных долин. Склоны водоразделов сильно залесены, покрыты сплошным чехлом делювиальных образований, коренные выходы редки [47, 48].

В пределах развития данного рельефа отмечаются реликты поверхностей выравнивания на уровне 550–700 м. Они приурочены к сглаженным водораздельным пространствам имея размеры до 1,5 км в поперечнике [47]. Район развития данного типа рельефа производит впечатление древней поверхности выравнивания, в определенной мере сnivelированной и затем вновь приподнятой и расчлененной деятельностью рек. При этом интенсивность воздымания поверхности увеличивается по мере приближения к подножью хр. Джагды.

Для рек, протекающих в пределах развития этого подтипа рельефа, характерны хорошая выработанность долин и наличие надпойменных террас низких уровней. Наибольшим распространением пользуется первая надпойменная терраса высотой 3–8 м, иногда отделяемая от русла уступом высотой 2–3 м. Чаще этот уступ не выражен и поверхность поймы постепенно переходит в поверхность террасы, сильно (3–5°) наклоненной в сторону русла. Этот наклон значительно увеличивает высоту террасы у тылового шва. Ширина террас колеблется в широких пределах, достигая 600 м в среднем течении р. Тукси. Поверхность террасы повсеместно заболочена, что резко отличает ее от покрытой густой древесной растительностью поймы [47].

Долины крупных рек в среднем течении, как правило, ящикообразные и лишь в самых нижних течениях профиль долин приобретает блюдцеобразную форму. В верхнем течении они всегда имеют V-образный поперечный профиль. Широко распространены асимметричные долины. Один борт их очень крутой, подмывается водой и, как правило, избилует прижимами, другой же борт очень пологий. Причиной асимметричности долин, вероятно, является приуроченность и к разрывным нарушениям наклонного заложения и, частично, протеканием рек по простиранию наклонно залегающих пород [48].

Наиболее крупной рекой в области развития этого рельефа является р. Тукси, она имеет, в основном, юго-восточное, близкое к широтному, направление течения. Беря начало в крутосклонном среднегорье западной части хр. Джагды, река выработала свою долину в платообразной возвышенности, полого наклоненной к югу. Представляет интерес наличие врезанных меандр в нижнем течении реки. Меандры достигают длины 7–8 км, имеют перешейки шириной менее 1 км и высотой в несколько десятков метров, сложенные коренными породами. Поверхность перешейков достаточно ровная и по высоте предположительно соответствует древней поверхности выравнивания. Это позволяет предположить, что долины основных рек были заложены до образования современного горного сооружения хр. Джагды. Иначе трудно объяснимым является факт современного проявления в этих долинах оживленной эрозии, только заканчивающей цикл донного размыва, а местами еще находящейся в этой стадии развития [46].

Многочисленные притоки реки развиты в ее отношении резко асимметрично. С хребта Джагды стекают протяженные многочисленные быстрые порожистые реки с крутыми, выполаживающимися к низу, продольными профилями (Нектер, Сирик, Талома и др.). Они имеют прямолинейные, субмеридиональные, глубоко врезанные долины типа зрелых каньонов различной ширины и степени препарировки. Эти притоки обычно начинаются из крутосклонных цирковидных углублений на склонах хр. Джагды вблизи его оси. Беря начало из области максимального атмосферного питания, имея крутой продольный профиль и крутые, пораженные многолетней мерзлотой, склоны долин, бассейны этих рек обеспечивают быстрый сток. Малейшие дожди вызывают быстрый подъем уровня воды. В руслах этих водотоков еще не закончена интенсивная вертикальная эрозия, аллювий представлен грубообломочным материалом, русла загромождены валунами, и часто в них обнажаются коренные ложа.

Наиболее выработанными долинами левые притоки р. Тукси характеризуются в своих средних течениях, где они имеют широкие днища и корыто- или ящикообразные формы. В верхних

течениях их долины всегда V-образные, как и долины всех их притоков. Ступенчатый профиль русел левых притоков р. Тукси с врезанием их в коренное ложе с одной стороны и сглаженные формы рельефа с широкими долинами с другой свидетельствуют о первоначальной обработке рельефа данного типа процессами денудации при существенном участии боковой эрозии и современном врезании русел в процессе глубинной эрозии.

Правые притоки р. Тукси протекают в пределах платообразной возвышенности с останцовыми грядами невысоких гор, имеют широкие долины с извилистыми руслами. В верховьях эти водотоки протекают обычно в восточном направлении, затем резко поворачивают на север, а вблизи устьев вновь текут на восток. Долины часто заболочены, имеют пологие продольные профили, часто сопровождаются пологими увалами, плавно переходящими через невысокие водоразделы в смежные бассейны. Поперечный профиль долин пологий, реже – асимметричный, формирующийся при подмывании останцовых возвышенностей или собственных увалов. В приустьевых частях долины несколько глубже врезаются в коренные породы, образуя иногда корытообразный поперечный профиль и приобретая более крутое падение. Более мелкие гидрографические единицы в устьях обычно имеют подвешенные долины [46].

В долине р. Тукси развиты цокольные террасы двух уровней. У верхнего по течению крутого изгиба реки на расстоянии около 500 м прослежена цокольная терраса высотой 3–10 м с покровом аллювиальных отложений мощностью 2–3 м. Подобная терраса высотой 2–3 м и шириной до 200 м наблюдается на правом борту приустьевой части р. Чампула. Состав аллювиальных отложений цокольных террас этого уровня, в основном, галечниковый со значительной примесью супесчаного материала. Ниже устья р. Чампула, по правому борту р. Тукси развита цокольная терраса высотой 20–30 м, поверхность которой покрыта крупногалечниковым аллювием неясной мощности. Ширина террасы не превышает 70 м, бровка и тыловой шов ее выражены отчетливо. Протяженность террасы составляет 400 м вниз по течению, где происходит постепенное выклинивание ее поверхности [47].

Из приведенных сведений о характерных для данного подтипа рельефа формах следует, что основными факторами его развития являются боковая эрозия и значительная аккумулярующая деятельность рек. В настоящее время, по-видимому, происходит оживление глубинной эрозии в связи с возобновлением поднятий на большей части среднегорья. Доказывается это усиленной регрессивной эрозией мелких ручьев и распадков, значительной невыработанностью русла р. Тукси в среднем течении и наличием всяческих долин. Последние установлены для первого ниже р. Чампула правого притока р. Тукси и др. Высота устьев над уровнем основной реки составляет 1–1,5 м [47].

Наиболее перспективными в отношении россыпной золотоносности следует считать участки р. Тукси на отрезке от устья руч. Грамкичи до устья руч. Дядя и участок р. Четканда ниже устья руч. Березовый. В этих участках долин происходит резкая смена их поперечного и продольного профилей. Долины резко расширяются, и реки замедляют свое течение. Шлиховым опробованием русловых и террасовых отложений на этих участках установлено золото в количестве более 10 знаков на 0,01 м³ [47].

Низкогорный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий развит в пределах листа незначительно и занимает левобережье р. Уркан, водораздел Нинни–Тунгала и небольшой участок правобережья нижнего течения р. Тукси. Сформирован данный подтип рельефа на субстрате пород зейско-депского комплекса, зубаревской и теплоключевской свит. Данный рельеф на водоразделе Нинни–Тунгала возвышается на фоне плоскоувалистой поверхности субширотной грядой куполообразных сопков с останцовыми поверхностями. Средние отметки рельефа здесь составляют 550–650 м, относительные превышения равны 100–150 м. Крутизна склонов составляет 5–10°, достигая в верховьях р. Нинни 10–20°. Склоны и водоразделы задернованы и покрыты мощным чехлом песчано-глинистого материала [49].

На левобережье р. Уркан данный подтип рельефа занимает несколько более высокое гипсометрическое положение. Абсолютные отметки вершин составляют 560–710 м, относительные превышения достигают 200 м. Крутизна склонов не превышает 20°.

Склоны имеют прямой, реже слабовыпуклый поперечный профиль. Микрорельеф их неровный с уступами и скалистыми останцами устойчивых к выветриванию пород. На склонах развиты делювиальные крупнообломочные осыпи. У подножья склонов, на границе их с поймами водотоков, часто встречаются эрозионные уступы и останцы.

Формирование склонов началось, предположительно, в раннеоплейстоценовое время, когда области современного низкогорья начали испытывать медленное воздымание. Процессы эрозии были, в основном, уравновешены, в результате чего склоны имеют прямолинейный поперечный профиль и значительную ширину при небольшой крутизне.

Вершины имеют вид пологих куполов и возвышаются над окружающей их местностью на

40–60 м, являясь, скорее всего, останцами палеогенового пенеплена, приподнятого неотектоническими движениями. Иногда вершины увенчаны коренными выходами пород высотой до 15 м, что особенно характерно для водораздела Нинни–Тунгала.

Речная сеть в пределах данного типа рельефа развита слабо. Долины рек широкие (500–1 500 м) с пологими выработанными продольными профилями, имеют пологие задернованные борта и хорошо развитые поймы со старицами и притеррасными болотами. Водоразделы более широкие, чем на участках среднегорного пологосклонного рельефа. На них повсеместно развит делювиально-элювиальный чехол из супесей и суглинков с примесью дресвы и обломков пород мощностью до 4 м [49].

В современное поднятие не вовлечены части низкогорного рельефа, прилегающие к Огоронской впадине. Эта часть территории находится либо в стабильном состоянии, либо испытывает некоторое опускание. Здесь происходит интенсивная аккумуляция продуктов разрушения и формирование долин без признаков глубинной эрозии. Долины этой части территории являются в целом благоприятными для образования золотоносных россыпей [47].

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный морфогенетический тип рельефа широко развит в южной половине района и характеризуется общей выположенностью поверхностей. Главными формами являются широкие, практически плоские водоразделы с холмистыми останцами в виде невысоких куполов и пологие до 3 км в поперечнике речные долины. Абсолютные отметки составляют преимущественно 380–530 м. Отметки отдельных денудационных останцов на правом берегу р. Тунгала достигают 770 м. В пределах развития данного морфогенетического типа рельефа относительные превышения составляют 150–200 м, крутизна склонов редко превышает 10°.

Денудационный рельеф подразделяется на два морфогенетических подтипа: холмисто-увалистого рельефа стабилизированных областей и поверхностей денудационного выравнивания.

Холмисто-увалистый рельеф стабилизированных областей включает в себя пологие эрозионно-денудационные поверхности бортов речных долин и плоские водоразделы, в формировании которых немаловажную роль играет эрозия, особенно боковая. Для этих поверхностей характерны слабый наклон к руслу водотока под углом до 5°, почти сплошная заболоченность и сравнительно часто встречающиеся поля крупноглыбового делювиально-коллювиального материала, представленного устойчивыми к выветриванию породами. Поверхности имеют обычно неровный микрорельеф, осложненный буграми пучения и неровностями различного происхождения. Ширина их от русла до границы с денудационными поверхностями составляет 0,3–2 км. Данный подтип рельефа занимает бассейны рек Нинни, Сагаян, Тунгала и частично Тукси. На данной территории основным рельефообразующим фактором является денудация. Длительное воздействие денудационных факторов в условиях относительной стабильности территории привело к формированию данного типа рельефа, характеризующегося слабой расчлененностью и слегка волнистой поверхностью, на фоне которой сохранились отдельные возвышения, приуроченные к выходам наиболее устойчивых к денудации пород.

Плоские, нередко заболоченные и залесенные водоразделы сливаются с длинными пологими склонами крутизной 2–5°, слегка выпуклыми вблизи водораздела и вогнутыми у основания. Территория повсеместно покрыта мощным чехлом элювиально-делювиальных образований, представленных, в основном, песчано-глинистым материалом с редкими обломками подстилающих пород [49].

Борта долин рек очень плавные, сами долины почти повсеместно заболочены и имеют ширину в несколько километров. Переход пойм в склоны почти всегда плавный, и лишь на отдельных участках (реки Джок-Улагир, Талачи и др.) отмечаются крутые невысокие бортики.

Поверхности холмисто-увалистого рельефа начали свое формирование в раннечетвертичное время, когда существовавший на этом месте пенеплен начал испытывать слабые неотектонические поднятия колебательного характера с периодами относительного покоя. Начиная с раннечетвертичного времени, территория находится в стабилизированной полосе между областями поднятий хр. Джагды и опусканий Амуро-Зейской депрессии.

Поверхности денудационного выравнивания фиксируются на многих водораздельных пространствах на гипсометрических отметках 550–700 м. Они характеризуют уровень денудации предшествовавшего современному циклу образования рельефа. Такие отметки рельефа представляют уровень заложения долин крупных современных водотоков, а небольшая глубина вреза речных долин свидетельствует о незначительной амплитуде поднятий в период после формирования поверхностей выравнивания. Существование древних поверхностей выравнивания доказывается также наличием однообразных по абсолютным высотным отметкам останцо-

вых сопок и гряд, которые сложены, как правило, более устойчивыми к выветриванию породами.

Поверхности выравнивания представляют собой выположенные, слегка холмистые участки площадью до 1 км², установленные на водоразделах рек Нектер, Талома 1-я и Талома 2-я. В пределах среднегорного рельефа такие поверхности улавливаются слабее, так как они сильно повреждены процессами эрозии. Наличие реликтов древних поверхностей выравнивания указывает на ранее существовавший холмисто-увалистый рельеф на месте современного средне- и низкогорного рельефа.

Площади развития денудационного рельефа также характеризуются наличием поверхностей денудационного выравнивания, занимающими водораздельные и склоновые пространства большей частью холмисто-увалистого рельефа. Выделяются несколько гипсометрических уровней развития поверхностей выравнивания, хотя существенных морфологических различий между разноуровневыми поверхностями не установлено. Поверхности всех уровней представляют собой плоскую, почти повсеместно заболоченную территорию с редкой растительностью. Микрорельеф поверхностей денудационного выравнивания представлен буграми пучения и солифлюкционными террасами [49].

Водораздельные поверхности выравнивания уровня 380–390 м установлены только в бассейне р. Талачи, на крайнем юго-западе листа. Восточнее и севернее, в связи с повышением рельефа в этих направлениях, они занимают пологие склоны с уклоном до 5°. Уровень поверхностей выравнивания на правобережье р. Тунгала повышается до 490–530 м, а на водоразделе Ушмун–Четканда увеличивается примерно до 600 м. Разница гипсометрических уровней поверхностей вызвана неравномерностью вертикальных подвижек разных частей района.

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Эрозионно-аккумулятивный морфогенетический тип рельефа развит ограничено и включает в себя аллювиальные поверхности в долинах рек, озерно-аллювиальные поверхности и поверхности пролювиальных конусов выноса. Аллювиальные поверхности долин рек представлены поймами и террасами различных уровней. Они являются водногенетическими формами рельефа и, несмотря на местные отличия, строение их в долинах всех рек района практически одинаково.

Поймы отчетливо подразделяются на низкие и высокие, ширина их на разных реках колеблется от 10–15 м до 0,5–1 км. Низкая пойма развита на всех реках и возвышается над средним уровнем воды до 0,5–1,0 м. Сложена низкая пойма русловым песчано-галечно-валунным аллювием и представлена галечными косами или песчаными островами, заливаемыми в период паводков водой. Рельеф низкой поймы неровный, состоящий из релок и западин между ними. Высокая пойма заливается водой во время наиболее сильных наводнений, имеет высоту до 2 м и наиболее хорошо выражена в долинах рек Тукси, Амкан, Сирик-Макит и Унья выше устья р. Сирик-Макит. Поймы двух последних рек в настоящее время практически полностью уничтожены в процессе добычи золота из россыпей. Ширина поймы р. Тукси у устья ее левых притоков Нектер и Талома 1-я достигает 1 км. Пойма заболочена, залесена и содержит большое количество стариц и протоков, свидетельствующих о блужданиях русел. По р. Тукси отмечается прерывание поймы и ее развитие поочередно на разных бортах реки. Хорошо развита пойма в долинах рек Гачали, Нектер и Талома 1-я. Ширина ее достигает 150–200 м. В южной части района ширина пойм крупных рек достигает 600 м. Отложения высокой поймы представлены галечниками, песками и илами. Поверхность ее у большинства рек интенсивно заболочена, покрыта густой кустарниковой и древесной растительностью и является наиболее труднопроходимым участком речной долины. Поймы благоприятны для формирования россыпных месторождений золота, особенно это характерно для низкогорного рельефа на участках чередования узких и широких участков долин.

Террасы широко развиты в долинах большинства рек и крупных ручьев. По высоте над уровнем рек террасы подразделяются на 3–10- и 20–30-метровые.

Террасы высотой 3–10 м были широко развиты в пределах среднегорья, в долинах рек Бочагор, Сирик-Макит и Унья и руч. Джескогон. Ширина террас составляла 200–400 м. В настоящее время эти террасы практически полностью уничтожены в процессе золотодобычи. В области низкогорья терраса наблюдается только в долинах рек Талома 1-я и Тукси. Ширина террасы р. Тукси у устья р. Нектер составляет около 1 км. Слабо расчлененные и заболоченные поверхности террас слегка (4–6°) наклонены в сторону русел. Бровки террас выражены отчетливо в виде уступов, обычно, с цоколем высотой до 6 м. Тыловой шов выражен, как правило, слабо вследствие перекрытия коллювиальным и делювиально-пролювиальным материалом

[48]. На правобережье р. Сагаян, вблизи устья руч. Тангомен, находится скульптурно-аккумулятивная терраса этого уровня протяженностью около 3 км и шириной около 300 м. Слабонаклонная поверхность террасы покрыта мхом и заболочена. Тыловой шов выражен достаточно четко, а бровка – слабо. Подобные немасштабные террасы развиты и в долине р. Тукси [50].

Террасы высотой 20–30 м впервые были установлены при проведении буровых работ на левобережье среднего течения р. Тунгала [37]. Позднее их наличие подтвердилось изучением железнодорожных выемок и притрассовых карьеров. Часть террас хорошо дешифрируется на МАКС. Ширина террас достигает 1,5 км. По простиранию они нарушены долинами притоков р. Тунгала и длина их отдельных участков не превышает 2 км. Поверхности террас наклонены в сторону русла реки под углом до 10°. Поверхности террас изобилуют буграми пучения, частично заболочены и покрыты зарослями мелкой лиственницы. Террасы аналогичного уровня развиты в долине р. Тукси, где они сохранились в виде разрозненных участков длиной 1–2 км и шириной до 1 км. Большинство этих террас цокольные, аллювиальные образования на их поверхностях полностью размыты или сохранились в виде отдельных небольших по площади участков. Слегка всхолмленные поверхности террас наклонены в сторону реки под углом 5–10°. Тыловой шов выражен плохо и террасы плавно переходят в склоны [48]. Наиболее хорошо эта терраса сохранилась в районе устья руч. Переходный, где мощность аллювия составляет от 4 м у бровки до 10 м – у тылового шва. Ширина террасы здесь достигает 1 км, а протяженность ее отдельных участков – 2,5 км [34]. На МАКС поверхности террас этого уровня очень слабо отличаются от поверхностей денудационного выравнивания.

Озерно-аллювиальные аккумулятивные поверхности развиты в крайних северо- и юго-западных частях района. К данному типу рельефа относятся озерно-речные поверхности, которые в плане полностью совпадают с площадями развития отложений сазанковской и темнинской свит позднего миоцена. Поверхность этих участков представляет собой пологоволнистое пространство с системой увалов, образовавшихся в результате эрозионного расчленения ее речными долинами. Ориентировка и конфигурация увалов различна и связана с направлением современных речных долин. В морфологическом отношении микрорельеф поверхности озерно-речных равнин ничем существенно не отличается от микрорельефа плоскоувалистого денудационного типа. Нижняя граница возраста этих равнин определяется возрастом выполняющих ее осадков [49].

Проллювиальные аккумулятивные формы представлены конусами выноса, наиболее часто встречающимися в северной половине района. Наиболее крупные конусы площадью 500–600 м² и длиной до 0,8 км встречены в приустьевых частях притоков ручьев Джескогон и Амкан-Макит [49]. Поверхности конусов имеют вид слабовыпуклых полуконусов с небольшим (5–10°) уклоном к руслу основного водотока. Конусы сложены валунно-галечно-гравийно-песчаным материалом различной степени окатанности. Часть конусов относятся к устоявшимся, их поверхность покрыта древесно-кустарниковой растительностью, а система русел временных водотоков слилась в постоянное русло. Отложения этих конусов встречаются на поверхностях первых надпойменных террас. Вблизи осевой части хр. Джагды встречаются конусы выноса, лишенные растительности и изобилующие следами временных водотоков при отсутствии основного русла, что свидетельствует о продолжающемся процессе их формирования.

Равнина Огоронской впадины также относится к аккумулятивному типу рельефа. Поверхность ее совершенно плоская и изобилует различной величины и формы озерами и трясинами. Абсолютный уровень этой поверхности составляет около 360 м, высота бортов озер достигает 2–4 м. Поверхность имеет небольшой наклон в юго-западном направлении, согласно течению р. Деп. Происхождение впадины не совсем ясно, однако характер рыхлых отложений, включающих в себя редкие хорошо окатанные гальки и горизонты хорошо отсортированных песков, свидетельствует о неледниковом происхождении впадины. При этом гальки имеют совершенно чуждую слагающим окрестные районы породам литологию. Очевидно, впадина представляет собой древнюю сквозную долину, направленную в сторону р. Зея [25]. Значительная часть исследователей района (И. И. Сей, Ю. Ф. Чемяков, А. И. Юдин и др.) считают, что Огоронская впадина образовалась на месте крупного поперечного разлома в системе хребтов Соктахан-Джагды, использованного затем древней р. Деп для своей долины. Время формирования сквозной долины принимается неоген-четвертичным [47].

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенный рельеф создан при строительстве поселков, дорог и добыче золота из россыпей. Добыча сопровождается образованием гидромониторных отвалов, карьеров, многочислен-

ных дамб, искусственных водоемов, водоотводных канав, что приводит к изменению положения русел рек и ручьев, уничтожению террас. В результате создаются своеобразные бугристо-холмистые поверхности техногенного рельефа. На склонах карьеров часто возникают эрозионные борозды и овраги.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

История формирования рельефа района тесно связана с позднемезозойским орогенезом. Тектонические движения на границе мела и палеогена дифференцировали области поднятий и опусканий и заложили близкое к современным очертаниям Тукурингра-Джагдинское поднятие, Верхнезейскую и Амуру-Зейскую депрессии. После этого территория хр. Джагды представляла собой область сноса, на которой приподнятые верхнемеловые поверхности денудационного выравнивания интенсивно размывались реками, сносившими материал в депрессии.

До начала плейстоцена территория испытала неоднократные тектонические подвижки унаследованного характера с последующими процессами денудационного выравнивания и образованием обширных пенеполенов с мощной корой выветривания. Плейстоцен начался эпохой интенсивного поднятия и формированием отложений сазанковской и темнинской свит. Территория хр. Джагды, представлявшая высокогорный резко расчлененный рельеф, к началу четвертичного периода превратилась в пенеполен, остатки которого в настоящее время наблюдаются на высоте 850–950 м.

В раннем неоплейстоцене началось крупное региональное воздымание, в результате которого оформились основные черты современного рельефа. Широко проявились разрывные нарушения, сопровождавшиеся образованием блоков горстово-грабенного типа. Горстовые блоки сформировались в северо-восточной части листа, где ныне существует среднегорный крутосклонный рельеф хр. Джагды. В отличие от соседних участков эти блоки испытали быстрое воздымание, пик которого пришелся на поздний неоплейстоцен, что подтверждается сравнительно молодым обликом рельефа этих территорий. Остальная часть района испытывала медленные поднятия, наибольшая амплитуда которых приурочена к левому борту долины р. Тукси. Периферийные области оказались поднятыми незначительно. Воздымание сопровождалось разломами унаследованного характера, примером которых могут служить охарактеризованные выше уступы тектонического происхождения северо-западного простирания.

В раннем неоплейстоцене началось формирование предгорных равнин. В средне- и поздне-неоплейстоценовое время продолжались дифференцированные унаследованные тектонические движения. Поднятия имели колебательный характер, что привело к формированию двух уровней террас, что соответствует количеству периодов замедления темпов поднятий. В этот же отрезок времени окончательно оформилась современная речная сеть.

В настоящее время продолжается воздымание Тукурингра-Джагдинской системы, что подтверждается существованием в долинах некоторых водотоков с хорошо выработанными поймами глубоко врезаемых узких русел, высота стенок которых достигает 1,5 м. Наличие антецедентных участков долин также свидетельствуют о воздымании территории.

Из экзогенных процессов основными рельефообразующими факторами в настоящее время являются эрозия и аккумуляция, морозное выветривание. Разрушительная деятельность эрозии особенно ярко проявляется после продолжительных дождей. В такие периоды боковые притоки выносят в долины главных рек массу валунов, галек и песка с образованием конусов выноса. Глубинная эрозия преобладает в районах развития среднегорного крутосклонного рельефа. На пологосклонном среднегорном рельефе процессы глубинной и боковой эрозии практически взаимноуравновешены. На остальной части территории боковая эрозия заметно превалирует над глубинной. Аккумулятивные процессы проявляются в поймах водотоков, где постоянно происходит образование новых кос и возникновение островов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-52-XXII известно 243 рудных объекта металлических полезных ископаемых разного ранга: 43 месторождений россыпного золота и 52 россыпепроявления; 4 проявления молибдена, ртути и золота; 56 пунктов минерализации, 56 литохимических и 30 шлиховых ореолов и потоков рассеяния железа, марганца, хрома, меди, свинца, никеля, молибдена, вольфрама, олова, ртути, мышьяка, золота, серебра и платины. Из неметаллических полезных ископаемых на площади выявлены 5 проявлений мраморизованных известняков и 3 пункта минерализации графита.

Ведущим полезным ископаемым территории листа N-52-XXII является россыпное золото, промышленные месторождения которого активно обрабатываются с конца XIX века. К настоящему времени они практически отработаны, при этом существуют перспективы наращивания ресурсной базы россыпного золота за счет поиска новых объектов в пределах известных узлов, переоценки техногенных россыпей и выявленных ранее непромышленных россыпепроявлений, в особенности тех, которые содержат в значительном количестве мелкое и тонкое золото. Определенный интерес представляют перспективы выявления малосульфидного платинометалльного оруденения в связи с телами ультрабазит-базитового состава.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В пределах Янкано-Джагдинской МЗ на площади развития терригенно-вулканогенно-карбонатных отложений теплоключевской, гармаканской и бочагорской свит известна железорудная и марганцевая минерализация, относящаяся к кремнисто-гематито-магнетитовой (марганцевоносной) формации. В связи с ультрабазитами ниннинского комплекса установлена хромитовая минерализация.

ЖЕЛЕЗО

На площади листа выявлено четыре *пункта минерализации** железа (II-4-2; III-2-11; III-3-15; III-4-6), связанные с маломощными телами кварцитов и метаморфизованных вулканитов, содержащих магнетит-гематитовую минерализацию. Среди образований бочагорской свиты в делювиальных развалах и аллювии истоков левого притока руч. Нектер выявлены наиболее крупные (до 15–60 см) обломки гематит-магнетитовых руд. По данным химического анализа двух штучных проб содержание растворимого железа в руде составляет 49,3 и 56,4 % [48]. На северных склонах хр. Джагды, в аллювии руч. Бочагор также отмечаются обломки магнетит-гематитовых руд. Размеры железорудных тел остались не выясненными. Судя по количеству и размерам обломков, они не велики, что косвенно подтверждается отсутствием аэромагнитных аномалий в районе. Ввиду незначительного масштаба оруденения и низкого содержания железа, перечисленные точки минерализации не имеют практического интереса.

МАРГАНЕЦ

В пределах листа выявлено пять *вторичных ореолов* (I-3-40; II-1-9; III-2-3, 8; III-3-11) и один *поток* (II-1-1) *рассеяния* марганца, приуроченные к площади развития вулканогенно-терриген-

* Здесь и далее описание проявлений, пунктов минерализации, литохимических ореолов, шлиховых ореолов и шлиховых потоков приведено в приложении 2.

ных образований гармаканской и теплоключевской свит, в которых широким развитием пользуются мелкие тела и дайки тунгалинского риолит-трахибазальтового комплекса и ассоциирующие с ними метасоматические железисто-спессартиновые кварциты, содержащие марганец до 1–10 %.

ХРОМ

На левобережье среднего течения р. Нинни (*пункт минерализации IV-2-7*) в серпентинизированных ультраосновных породах одноименного комплекса отмечается обильная хромитовая минерализация, развивающаяся по мелким трещинкам, секущим породу в различных направлениях [49].

В пределах площади развития пород ниннинского комплекса выявлены *вторичные ореолы* (III-1-16; IV-1-7) и *поток* (IV-3-4) *рассеяния* хрома в ассоциации с никелем и кобальтом. При их заверке в процессе проведения ГДП-200 установлены контрастные вторичные ореолы рассеяния хрома с содержанием 0,03–0,08 %. В северо-западной (I-2-3) и центральной частях листа (II-4-4) выявлены *ореолы рассеяния* хрома до 0,1–0,2 %, приуроченные к мощным горизонтам вулканитов метаморфизованных теплоключевской и бочагорской свит.

В шлихах, взятых из аллювия среднего течения р. Нинни, хромит встречается в количестве единичных зерен совместно с золотом и касситеритом (*ШО IV-1-1*).

Самостоятельного значения хромитовая минерализация не имеет, но в ассоциации с ней возможно выявление промышленного платинометалльного оруденения.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади листа промышленно значимой медной минерализации не выявлено. Известен ряд *пунктов минерализации* (III-3-16, 20; III-4-6) в которых отмечается рассеянная вкрапленность халькопирита, малахита и азурита с содержанием меди не более 0,1–0,5 %.

Установлены восемь *вторичных литохимических ореолов рассеяния* (I-3-6; II-1-2, 6; III-1-1; III-2-7; IV-1-13; IV-2-1, 2) и один *шлиховой ореол* халькопирита (I-3-3). В бассейне рек Унья и Сирик-Макит, в контуре ореола рассеяния меди (I-3-6), в метаморфизованных вулканитах, кварцитах и жильном кварце из меланжированных пород бочагорской, нектерской и джескогонской свит отмечаются примазки малахита, азурита и реже – мелкая рассеянная вкрапленность халькопирита. Спектральным анализом штучных проб фиксируется медь в количестве 0,05–0,5 %; минералогическим анализом устанавливаются знаковые содержания халькопирита, иногда в ассоциации с самородным золотом [22, 45, 48]. На данном участке медная минерализация четко фиксирует площадь развития зоны тектонического меланжа, являющуюся источником промышленных россыпей золота. Выявленные на площади развития среднепалеозойских вулканогенно-терригенных толщ Янкано-Джагдинской СФЗ вторичные литохимические ореолы рассеяния меди (II-1-2, 6; III-1-1; III-2-7) обусловлены рассеянной медной минерализацией (III-3-16), приуроченной к участкам интенсивного расланцевания, содержащим линзовидные тела милонитизированных и сульфидизированных метавулканитов (медно-пирротиновый формационный тип).

Кроме этого, рассеянная медная минерализация отмечается в кварцитах, несущих гематит-магнетитовую и марганцевую минерализацию (*пункт минерализации III-4-6*), а также дацитах тунгалинского комплекса.

В бассейне р. Тунгала в контуре вторичных ореолов рассеяния меди расположены все промышленные россыпи золота, а также основная масса россыпепроявлений.

СВИНЕЦ

На территории листа выявлено три *шлиховых ореола рассеяния* галенита (I-3-15; I-4-2, 11) и четыре *вторичных литохимических ореола рассеяния* свинца (I-1-4; I-3-1; II-1-5; IV-4-5), самостоятельная свинцовая минерализация на площади листа не выявлена.

Наиболее значительные содержания свинца (до 1 %) установлены в ассоциации с молибденвольфрам-оловянной минерализацией *проявления Вачелан* (IV-4-6).

НИКЕЛЬ

В южной части листа выявлены четыре *пункта минерализации* (III-1-17; III-2-15; IV-2-4, 6) и четыре *вторичных литохимических ореола рассеяния* (II-4-4; III-1-16; IV-2-1, 2) никеля в ассоциации с хромом, кобальтом и медью. Они приурочены к полям распространения мелких тел базит-ультрабазитов раннемелового ниннинского комплекса (III-1-16; IV-2-1, 2) и мощным горизонтальным метаморфизованным вулканитов бочагорской свиты (II-4-4) [22, 34].

Ввиду низких содержаний (до 0,1–0,2 %) никелевая минерализация самостоятельного значения не имеет, но может служить поисковым признаком для выявления платинометаллического оруденения.

МОЛИБДЕН

Известно одно *проявление* (IV-4-6), три *пункта минерализации* (IV-1-11; IV-2-12; IV-3-8) и три *вторичных ореола рассеяния* молибдена (IV-2-11; IV-4-5, 10).

Проявление Вачелан (IV-4-6) расположено на правом борту долины р. Сагаян, в 2 км выше руч. Вачелан. Выявлено при геологической съемке 1 : 200 000 [50]. Проявление приурочено к южному флангу Нинни-Сагаянского разлома (его северная часть перекрыта аллювиальными отложениями р. Сагаян), представленному интенсивно катаклазированными и гидротермально измененными гранитами вачеланского комплекса, насыщенными дайками пестрого состава вачеланского и амуро-станового комплекса. На незначительном удалении от проявления к югу и юго-западу расположены небольшие массивы диоритов буриндинского комплекса. Из-за сложных горнопроходческих условий полная мощность рудной зоны не установлена. Вскрытые канавой на ширину 20 м в значительной степени раздробленные граниты рассечены в различных направлениях многочисленными кварц-сульфидными жилами и прожилками мощностью от долей мм до 10–15 см, которые сопровождаются грейзеновыми оторочками (флюорит, турмалин, топаз). Отмечается интенсивное замещение первичных минералов, полевые шпаты часто каолинизированы, биотит почти полностью замещен мусковитом и хлоритом, появляются сульфиды и мелкочешуйчатый графит, в результате чего породы имеют осветленный вид и поэтому хорошо картируются. Молибденит мелкочешуйчатый (1–2 мм), образует в кварце тонкие прожилки и гнезда. В ассоциации с ним отмечаются кехлинит, вольфрамит, касситерит, шеелит, вульфенит и базовисмутит. По данным спектрального анализа 14 бороздовых проб (на мощность 20 м) содержание молибдена составляет от 0,005 до 0,05 %, среднее – 0,01 %; содержание олова – от 0,0005 до 0,02 %. По данным штучного опробования содержание молибдена достигает 0,07–0,3 %, вольфрама – 0,02–1,0 %, висмута – 0,01–0,1 %, олова – 0,03–0,2 %, свинца – 1 %. Минерализованная зона разлома фиксируется комплексным *литохимическим ореолом рассеяния* молибдена (IV-4-5) с содержанием 0,0005–0,005 %; вольфрама – 0,002–0,01 %; олова – 0,0005–0,001 %; свинца – 0,01–0,015 % и серебра – 0,5–1,0 г/т. Оруденение относится к молибден-вольфрамовой с оловом рудной формации в грейзенах в связи с гранит-лейкогранитовым магматизмом.

В 10 км восточнее проявления Вачелан, на левом борту долины р. Сагаян, выявлен *литохимический ореол рассеяния* молибдена (IV-4-10), который является восточным продолжением минерализованной зоны Нинни-Сагаянского разлома.

На западном продолжении зоны Нинни-Сагаянского разлома в верховье руч. Сагаян (*пункт минерализации* IV-3-8) и в среднем течении руч. Дек-Улэбир (*пункт минерализации* IV-2-12) выявлены минерализованные граниты с содержанием молибдена до 0,006–0,01 %. Это позволяет выделить в пределах зоны Нинни-Сагаянского разлома перспективный на выявление молибденовой минерализации участок длиной около 50 км, который приурочен к площади развития гранитов вачеланского комплекса.

Пункт минерализации Молодежный (IV-2-12) находится в истоках одноименного ручья – левого притока р. Нинни. Выявлен при геологической съемке 1 : 200 000 и детализировался работами масштаба 1 : 10 000 [49]. Расположен в южном эндоконтакте массива триасовых гранитов вачеланского комплекса, среди которых встречаются скарнированные и сульфидизированные (пирит, арсенопирит) останцы кровли, сложенные породами туранской серии. Поисковыми маршрутами выявлены высыпки жильного кварца с обильными пустотами выщелачивания, иногда с бедной (реликтовой) вкрапленностью молибденита и налетами молибденовых охр. По данным спектрального анализа штучных проб выявлены содержания: молибдена – до 0,003–0,06 %; висмута – 0,01–1 %; вольфрама – 0,01–0,02 %; серебра – 10–50 г/т. По данным минералогического анализа протолок установлены: молибденит – до 0,54 г/шлих; кехлинит – до 1,83 г/шлих. Бортовым копушением левого борта долины руч. Молодежный установлена

зараженность делювия молибденитом и кехлинином и выявлены обильные обломки голубоватого кварца с молибденитом (ширина зоны сульфидно-кварцевой минерализации 600 м). Канавками на расстоянии 10–20 м вскрыты три кварцевых жилы мощностью 10–50 см и прослежены по простиранию на 100 м. Падение жил юго-восточное 120°, угол 8–10°. Кварц, выполняющий жилы, массивный, стекловатого облика с многочисленными пустотами выщелачивания, серого, с голубоватым оттенком цвета. По данным минералогического анализа, в жилах отмечаются флюорит, кехлинит, реже – молибденит и пирит. Флюорит образует редкие гнездовые скопления светло-зеленого цвета размером до 1×1 см. По данным спектрального анализа бороздовых проб жильного кварца, содержание молибдена не выше 0,001 %. Минерализованная зона проявления фиксируется комплексным *литохимическим ореолом рассеяния* (IV-2-11) площадью 4 км² с содержанием молибдена 0,001–0,006 %, олова – до 0,003 %, серебра – до 0,003 % и бериллия – до 0,003–0,006 %. Геохимической съемкой по руч. Молодежный установлен *поток рассеяния* (VI-2-8) олова, молибдена, ртути, кобальта [22]. Шлиховым опробованием делювиально-аллювиальных образований выявлен *ореол рассеяния* (IV-2-10) касситерита, в ассоциации с которым отмечаются кехлинит, висмутин, бисмутит, самородный висмут, золото, шеелит и торит [34, 49]. Основным рудным минералом рудного поля является молибденово-висмутый минерал кехлинит – $\text{Bi}_2[\text{MoO}_6]$, этим обуславливается прямо пропорциональная зависимость содержаний молибдена и висмута: чем больше в пробе висмута, тем больше молибдена и наоборот.

ВОЛЬФРАМ

На площади листа известны два *проявления*, в которых вольфрам является сопутствующим золоторудной (I-3-17) и молибденовой (IV-4-6) минерализации, и выявлены пять *пунктов минерализации* (I-3-9, 19; I-4-19, 37, 44). К площади развития средне-позднепалеозойских и юрских вулканогенно-терригенных образований Янкано-Джагдинской МЗ приурочен *шлиховой ореол рассеяния* шеелита (I-1-2). Литохимическими поисками по вторичным ореолам и потокам рассеяния вольфрам установлен в четырех *ореолах* в ассоциации с золотом и мышьяком (I-2-1; I-3-11; I-4-13, 24) и двух – с молибденом, оловом и мышьяком (IV-1-13; IV-4-5). Определенный интерес представляет комплексное молибден-вольфрамовое с оловом оруденение зоны Нинни-Сагайского разлома, представленное *проявлением Вачелан* (IV-4-6).

В пределах Янкано-Джагдинской МЗ в бассейнах рек Уркан, Унья и Тукси отмечается общая зараженность аллювия шеелитом с содержаниями 1–10 зерен на шлик. Ореолы и потоки рассеяния шеелита с содержанием от 10–100 зерен на 0,01 м³ до 4 г/м³ имеют более локальное распространение и, как правило, приурочены к *шлиховым ореолам рассеяния* золота (I-1-5; I-2-10; II-1-8; II-2-1, 5; II-4-5).

При отработке россыпей золота Унья-Бомского узла отмечалось присутствие шеелита, наибольшая концентрация которого установлена в *россыпи руч. Счастливый* (I-3-23), и еще с 1921 г. многими эксплуатационными геологами ставился вопрос о поисках кварцево-шеелитовых жил. В 1941–1942 гг. трестом «Амурзолото» проводились поиски кварцево-шеелитовых жил под руководством геолога В. К. Полтева. На склонах небольшого левого распадка руч. Счастливый была выявлена кварцевая жила с шеелитом – жила «Грот» (*проявление* I-3-17), по которой была пройдена штольня длиной 13 м. Жила имеет сложную ветвистую форму и разбита мелкими нарушениями. Содержание шеелита по жиле колебалось от 1 до 15 кг на тонну. Ввиду крайне неравномерного содержания шеелита в жиле проявление признано непромышленным. При поисках рудного золота в 1950 г. в долине этого же распадка канавой была подсечена кварцево-шеелитовая жила мощностью до 10 см, в которой содержание шеелита достигло 30 % всей массы жилы. На водоразделе Алексеевский–Счастливый при лотковом опробовании делювия во многих копушах шеелит составлял до 40 % шлика, при этом указывалось на наличие «старых» канав 1934 г. проходки, в которых отмечаются шеелит-кварцевые прожилки [42]. Последующими поисковыми работами в 1973 г. на проявлении установлены содержания вольфрама в кварцевых жилах в количестве 0,03–0,7 %. Помимо шеелита, в жильном кварце отмечены незначительные количества тонкопластинчатого вольфрамита [45].

При проведении ГДП-200 поисковыми работами в пределах Унья-Бомской ПРЗ выявлены три комплексных *вторичных ореола рассеяния* вольфрама в ассоциации с золотом и мышьяком (I-3-11; I-4-13, 24). По данным штупного опробования, содержания вольфрама в жильном кварце составляют в среднем 0,001–0,0015 %, достигая в отдельных случаях 0,005–0,01 %. При этом наибольшие содержания вольфрама фиксируются в секущих крутопадающих жилах север-северо-восточного (аз. 10–30°) простирания. На водоразделе верховьев ручьев Амканчик и Алексеевский, левых притоков р. Уркан-Макит, в зоне тектонического меланжа выявлены об-

ломки кварц-альбитовых метасоматитов с единичной вкрапленностью зерен вольфрамитов размером до 2–4 мм, содержание вольфрама – 0,003 %.

ОЛОВО

На изученной территории специализированными на олово являются лейкограниты вачеланского комплекса, которые распространены на юге площади в пределах Октябрьского блока Аргуно-Мамынского массива. Наиболее интенсивно оловянная минерализация проявлена в зоне Нинни-Сагаянского разлома и связана с дайками гранит-порфиров вачеланского комплекса (*пункт минерализации IV-4-8*).

На молибден-вольфрамовом проявлении *Вачелан (IV-4-6)* содержание олова в дайках гранит-порфиров достигает 0,03–0,2 %.

На площади выявлены *вторичные литохимические потоки рассеяния олова* в ассоциации с ртутью, кобальтом (IV-2-8) и вольфрамом (IV-4-9), а также *шлиховые ореолы (IV-2-10; IV-3-7) и поток (IV-1-20) рассеяния касситерита* совместно с шеелитом и золотом.

Самостоятельного значения оловянная минерализация не имеет и является сопутствующей молибденовой.

РТУТЬ

Значительная часть площади листа, входящая в состав Амуро-Охотской СС расположена в пределах одноименного сурьмяно-ртутного пояса. Известная ртутная минерализация, в основном, локализована в пределах Зeya-Тунгалинской ПРЗ.

На площади известно одно проявление (III-1-3) и 8 пунктов минерализации (I-2-8, 9; I-3-4, 5; II-1-10; III-1-4, 8, 9). Установлен ряд вторичных литохимических ореолов (I-2-4, 6; I-3-30, 42; I-4-3, 7; II-3-4; III-1-2; III-2-2; III-3-1; III-4-5; IV-1-9) и поток (I-3-25) рассеяния ртути, *шлиховые ореолы (I-2-5, 7; I-4-10, 33; II-1-3, 4, 7; II-2-3; II-3-3, 5; III-2-13) и поток (IV-1-17) рассеяния киновари*.

Основной объем поисковых работ на ртуть был проведен в 60–70-х годах XX века на правом берегу нижнего течения р. Тунгала. Как перспективный на ртуть, участок выделен по результатам шлихового опробования делювия [47], которым была установлена общая зараженность киноварью площади правобережья р. Тунгала на отрезке между ручьями Зимний и Улагир. При этом было выделено несколько интервалов шириной 200–500 м с повышенным (от 20–50 знаков до 4 г на 0,01 м³ породы) содержанием киновари. Литохимическим опробованием масштаба 1 : 25 000 [20] выявлен вторичный ореол рассеяния (III-1-2) с содержанием ртути 0,00001–0,004 %. На площади этого ореола детализационными работами масштаба 1 : 5 000 установлены вторичные литохимические ореолы рассеяния ртути с содержанием 0,00003–0,005 % [38].

В пределах наиболее контрастных аномалий ртути канавами были вскрыты минерализованные зоны дробления различного простирания: север-северо-западного – *Тектоническое проявление (III-1-3) и Тунгалинский пункт минерализации (III-1-9)*; северо-восточного – *Осенний пункт минерализации (III-1-8) и широтного – пункт минерализации Опавшие Листья (III-1-4)*. Протяженность минерализованных зон дробления составляет от первых десятков до 200–500 м, мощность от 0,2–3,0 до 13,5 м; падение в разных румбах под углами 50–70°, реже – 20–30°. Содержание ртути в них обычно не превышает 0,01–0,02 %, в единичных случаях достигая 0,1–0,4 %. В ассоциации с ртутью отмечается мышьяк, свинец, цинк, серебро. Во всех проявлениях установлена кварц-диккит-киноварная минерализация, которая относится к ртутной аргиллизитовой терригенной формации телетермального генетического типа.

Проявление ртути Тектоническое (III-1-3) расположено на левобережье ручья Зимний, правого притока р. Тунгала. Участок проявления (1,1 км²) изучался в 1968–1971 гг. На его площади проведено литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 25 000 и 1 : 5 000. С целью вскрытия коренных источников ртути осуществлена проходка канав, шурфов и мелких скважин колонково-шнекового бурения [16, 34, 47]. Площадь проявления локализована среди образований алгаинской свиты и приурочена к северному крылу Южной антиклинали субширотного простирания. Ртутная минерализация приурочена к тектоническому нарушению близмеридионального простирания и крутого (50–80°) восточного падения. Зона дробления мощностью от 0,2 до 13,5 м представлена бурым охристо-глинистым материалом с дресвой кварца и лимонитизированными обломками серицит-кварцевых сланцев и прослежена по простиранию на 530 м. Вмещающие ее серицит-кварцевые сланцы на ширину до 30 м интенсивно трещиноваты, обохрены и содержат серию более мелких оперяющих нарушений. Видимая минерализация киновари приурочена к контакту дробленных серицит-

кварцевых сланцев и охристой тектонической глины, где присутствует в виде примазок по трещинам, отдельных кристаллов и их агрегатов, а также редких (2×1 м) тонких мономинеральных прожилков мощностью 1–5 мм. В охристой тектонической глине отмечается рассеянная вкрапленность ромбоэдрических зерен киновари размером до 1,0 мм. Отмечены находки обломков мономинеральной киновари размером до 6 см и минерализованных киноварью обломков тектонических брекчий кварц-слюдистых сланцев (до 15 см), в которых ее содержание достигает 30–50 %. К зоне дробления приурочены дайки катаклазированных диорит-порфириров мощностью до 0,3–3,5 м, которые интенсивно хлоритизированы, карбонатизированы и окварцованы, вплоть до вторичных кварцитов. Дайки по отношению к ртутному оруденению являются дорудными. В некоторых случаях (делювиальные свалы) в диорит-порфиритах наблюдается киноварь, развитая в виде прожилков по трещинам и в виде мелких (0,5–1,0 мм) зерен, распыленных по всей массе породы. Кроме киновари, в зоне дробления содержится метацин-набарит и в знаковых количествах пирит, арсенипирит, галенит и халькопирит. По данным бороздового опробования содержание ртути обычно составляет от 0,003 до 0,01–0,08 % на мощность 0,5–2,0 м и только в отдельных пробах из зальбандов зон дробления превышает 0,1 % (максимальное – 0,4 %). Кроме ртути, изредка отмечаются мышьяк – 0,003–0,007 % и сурьма – до 0,02 % [16, 34, 47].

В 1975–1979 гг. при проведении АФГК-50 на правом борту р. Тунгала (4,5 км юго-восточнее проявления Тектоническое) канавой на ширину 10 м вскрыта минерализованная зона дробления с вкрапленностью киновари (*пункт минерализации* III-1-9). Она приурочена к дайке диорит-порфириров северо-западного (аз. 340°) простирания и, возможно, представляет южный фланг проявления Тектонического. Бороздовым опробованием выделен интервал мощностью 4,30 м с содержанием ртути 0,01–0,06 %. В остальной части канавы содержания ртути не превышают 0,002–0,008 %. В 500 м юго-восточнее, на правом борту р. Тунгала, канавой вскрыта зона рассланцевания и лимонитизации по метаморфизованным вулканитам шириной 23 м. Бороздовым опробованием выделен трехметровый интервал с содержанием ртути 0,01 %. В ассоциации с ртутью отмечаются никель, сурьма, реже – медь [34].

В целом, площадь правобережья р. Тунгала является перспективной на обнаружение малых месторождений ртути. Наибольшими перспективами обладает проявление Тектоническое и его южные фланги.

МЫШЬЯК

На площади листа мышьяковая минерализация самостоятельного значения не имеет и установлена в ассоциации с золоторудной (I-3-16, 17), платиновой (IV-2-3) и ртутной (III-1-3).

В бассейне нижнего течения р. Унья к зоне тектонического меланжа приурочен *шлиховой ореол рассеяния* арсенипирита и реальгара (I-4-1).

Литогеохимическим опробованием установлены *вторичные ореолы рассеяния* мышьяка в ассоциации с золотом и вольфрамом (I-3-11; I-4-13, 24; IV-1-13). По данным штучного опробования содержания мышьяка составляют обычно 0,003–0,02 %, достигая в отдельных случаях 0,1–0,3 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благороднометалльная минерализация установлена практически во всех минерагенических таксонах района, здесь известны богатейшие золотороссыпные месторождения, коренные проявления, пункты минерализации, шлиховые и вторичные литохимические ореолы рассеяния золота, серебра и платины.

ЗОЛОТО

Золото является ведущим полезным ископаемым территории. К настоящему времени на площади листа известно два коренных золоторудных *проявления* (I-3-16, 17) и 25 *пунктов минерализации* (I-2-2, 12; I-3-12, 18, 24, 26, 27, 36; I-4-8, 17, 18, 21, 25, 26, 28, 30, 32, 34, 35, 40, 41, 46; III-3-8, 19; IV-4-1). Все они локализованы в зонах динамотермального метаморфизма среди терригенно-вулканогенных толщ Янкано-Джагдинской СФЗ и относятся к золото-кварцевой формации. Выявлены *шлиховые ореолы* (I-1-5; I-2-10; II-1-8; II-2-1, 5; II-4-3, 5; IV-1-1) и *поток* (IV-4-4) *рассеяния* золота с содержанием от 1–10 знаков на $0,01 \text{ м}^3$ аллювия до 1–9 г/м^3 . Литохимическими поисками по *вторичным ореолам* и *потокам рассеяния* установлен ряд аномалий

(I-2-1; I-3-11, 29, 38, 41; I-4-5, 13, 24; II-2-2; III-3-21; IV-1-6; IV-3-5).

Основная часть золоторудных объектов площади листа расположена в ее северо-восточной части, где в пределах сравнительно узкой (7–10 км) полосы протяженностью 30 км сосредоточены россыпные месторождения, рудопроявления и пункты минерализации золота западного фланга Унья-Бомской прогнозируемой золоторудной зоны, которая далее протягивается за восточную рамку площади еще на 90 км. Россыпная золотоносность бассейна р. Унья и Бом была установлена в 1887 г., а с 1892 г. ведется официальная добыча золота из россыпей, которая продолжается до настоящего времени. За всю историю здесь добыто около 50 т россыпного золота. Первая заявка на рудное золото (*пункт минерализации I-4-35*) была сделана 7 сентября 1888 г. О результатах работ на руднике «Павловский» данных не сохранилось, а на его месте, в осевой части водораздела Бочагор–Алтуша, в настоящее время сохранились канавы и шурфы, пройденные среди крупноглыбовых кварцевых развалов.

На начальных этапах изучения территории Унья-Бомской ПРЗ поисковые работы были направлены на выявление золото-кварцевых жил, но, несмотря на неоднократные попытки поисков на протяжении более 120 лет, они не привели к сколько-нибудь значимому результату. Было выявлено два *рудопроявления* (I-3-16, 17) и ряд *пунктов минерализации* (I-3-26; I-4-28, 32, 35, 46) золота, связанных с системами согласных с вмещающими породами и секущих кварцевых жил и линз.

Проявление Алексеевское (I-3-16) расположено в истоках одноименного ручья левого притока руч. Уркан-Макит. По неподтвержденным сведениям россыпь этого ручья была одной из самых богатых в Унья-Бомском узле. Наиболее ранние сведения о проводимых здесь поисках рудного золота относятся к 1898 г., об их результатах ничего не известно. Проявление выявлено в 1950 г. при заверке делювиального ореола рассеяния золота площадью 0,4 км² с содержанием от единичных знаков до 10 мг/0,01 м³. Канавами была вскрыта серия согласных и секущих кварцевых жил с содержанием золота до 2,4 г/т, что послужило основанием для продолжения работ в 1951 г., в результате которых был вскрыт ряд кварцевожилных зон с низкими содержаниями золота [42]. Впоследствии проявление изучалось при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 в 1962 г. [48] и масштаба 1 : 50 000 в 1972–1973 гг. [45]. В результате проведенных работ в головке отработанной золотоносной россыпи среди интенсивно разлинзованного (будинированного) песчано-алевролитового флиша была выявлена кварцевожилная зона шириной 15–45 м, состоящая из 7 сближенных кулисообразных жил. Азимут падения жил 140–170°∠50–60°, реже – 310–330°∠75°. Во всех жилах спектральным и пробирным анализами установлено присутствие золота с содержанием до 7 г/т. Наиболее золотоносные участки жил сложены катаклазированным кварцем с вкрапленностью арсенопирита, сцементированным более поздним кварцем. В ассоциации с золотом отмечены мышьяк – 0,3 %, и по 0,01 % свинца и цинка. Во вмещающих жилы окварцованных породах фиксируется золото в количестве 0,05–1 г/т.

Проявление Счастливое (I-3-17) расположено на левобережье одноименного ручья, левого притока р. Сирик-Макит. Выявлено В. К. Полтеевым в 1941 г. при поисках шеелита. В жиле, получившей название «Грот», ковшевым опробованием, помимо шеелита, было установлено золото – до 1,25 г/т. Специализированные поиски на рудное золото здесь проведены в 1950–1951 гг., как и на рудопроявлении Алексеевском [42, 53]. В результате проведенных работ бортовым копушением был выявлен шлиховой ореол рассеяния золота площадью 0,2 км² в делювии левого борта долины ручья. В пределах делювиального ореола выявлена серия согласных с вмещающими породами и секущих кварцевых жил с содержанием золота до 3,8 г/т. В одной копуше встречен секущий (простираение 25–30°) субвертикальный кварцевый прожилок мощностью около 2 см, среди охристых участков которого были найдены отдельные зерна золота дендритовидной формы, величина которых достигала спичечной головки (вес до 50 мг). Пробирный анализ задирковой пробы по прожилку показал содержание золота – 22,0 г/т, ковшевая проба – 13,5 г/т. Впоследствии проявление изучалось при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 в 1962 г. [48] и масштаба 1 : 50 000 в 1972–1973 гг. [45]. Был проведен значительный объем горных работ, сопровождавшийся штучным и бороздовым опробованием. В результате выявлены кварцевожилные зоны северо-восточного (40–70°) простираения с падением на юго-восток (130–170°) под углами 50–75° и более крутопадающие (75–80°) – на северо-запад. Жилы в пределах зон располагаются кулисообразно. Они не выдержаны по простираению и падению, часто имеют изгибы и пережимы. Наиболее продуктивной оказалась жила «Грот», выявленная еще в 1941 г. при поиске кварц-шеелитовых жил. Она прослежена на 300 м при средней мощности 0,7 м. Содержание золота – 0,02–14,2 г/т, среднее – 2,8 г/т.

Вследствие низких содержаний золота и невыдержанности параметров рудных тел проявлений Алексеевское и Счастливое их кварцевожилная золоторудная минерализация не имеет

промышленной значимости. Ввиду несоответствия крайне незначительных параметров известного кварцево-жильного оруденения и масштабов россыпей золота встал вопрос о необходимости иного типа золоторудной минерализации и пересмотра стандартной методики поиска и опробования золоторудных объектов с учетом наличия в рудах значительной доли крупного (более 1 мм) золота.

В 1995–1996 гг. на площади Унья-Бомской ПРЗ проводились тематические работы АмурКНИИ ДВО РАН, направленные на изучение перспектив золотоносности тектонических зон разлинзования и будинажа, которые более ранними исследователями выделялись как горизонты базальных конгломератов [9]. Было отмечено, что в золотоносных россыпях тех участков речных долин, которые пересекаются ими, резко увеличиваются линейные запасы металла и фиксируются наиболее крупные фракции золота (более 3 мм), составляя в отдельных случаях до 40–80 % шлихового золота. В результате штуфного и бороздового опробования зон тектонического разлинзования в цоколе террас и плотике отработанных россыпей бассейна рек Уркан-Макит, Сирик-Макит, Джескогон и Бочагор выявлен ряд *пунктов минерализации* (I-3-12, 18, 24, 27, 36; I-4-8, 18, 40, 41), локализованных на участках интенсивного тонкопрожилкового окварцевания и сульфидизации. Содержание золота в отдельных пробах составило 0,2–2,6 г/т, при этом были выделены золоторудные интервалы мощностью 8,0–20,0 м и содержанием 0,38–0,87 г/т. Эти результаты представляют несомненный интерес на предмет выявления крупнообъемных золоторудных объектов с относительно низкими содержаниями золота и обладающих легкообогатимыми рудами с «крупным» золотом.

В 2000 г. площадь листа была покрыта региональной геохимической съемкой по потокам рассеяния [22]. Как наиболее перспективный был выделен потенциальный рудный узел Унья, в центральной части которого в 2001 г. на площади 134 км² были проведены детализационно-заверочные работы, включающие литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000. В результате проведенных поисковых работ на площади выявлены вторичные литохимические ореолы рассеяния золота, серебра, свинца и меди, было выделено два аномальных геохимических поля – Джескогонское и Людмилиинское. Наибольшими перспективами обладает Джескогонское аномальное поле, образованное группой ореолов золота интенсивностью до 0,2 г/т, расположенных в бассейне ручьев Аркановский и Джескогон. Площадь Джескогонского аномального поля составила около 32 км² (4×8 км), прогнозные ресурсы категории Р₃ до глубины 200 м – 34 т золота [22]. Перспективы Людмилиинского аномального поля, охватывающего бассейн левых притоков рек Сирик-Макит и Уркан-Макит, остались неопределенными. Так как здесь были выявлены лишь мало контрастные до 0,004 г/т ореолы золота, в которых золоторудные зоны известных рудопроявлений Алексеевское и Счастливое практически не отразились. Предполагаемый тип оруденения золото-кварц-малосульфидный в линейных жильных зонах по аналогии с известными проявлениями, при этом положение выявленных аномалий золота не противоречило и наличию пластовых тел полого залегания, контролируемых надвиговыми структурами. Рекомендовалось продолжение поисковых работ в масштабе 1 : 50 000 к востоку от изученного участка с охватом предполагаемых источников россыпей в зоне надвиговых структур и детализация выявленных аномалий с целью локализации их источников.

Согласно этим рекомендациям, в процессе ГДП-200 на площади Унья-Бомской ПРЗ проведены поисковые работы. В пределах выделенного ранее Джескогонского аномального поля проведены детализационные поисковые работы масштаба 1 : 10 000 на площади 4 км², включающие геологические маршруты с отбором литохимических проб по сети 100×20 м, магниторазведку и электроразведку (СЭП-ВП). К востоку и западу от площади, охваченной в 2001 г. детализационно-заверочными работами масштаба 1 : 50 000, по разреженной сети (через 0,5–2 км) проведены геолого-поисковые маршруты с литохимическим опробованием (шаг 50 м). В результате проведенных работ выделены комплексные *ореолы рассеяния* (I-3-11; I-4-13, 24) с содержанием золота в пробах 0,003–0,2 г/т, серебра – 0,1–0,7 г/т, мышьяка – 0,003–0,015 %, вольфрама – 0,0003–0,007 %, меди – 0,006–0,01 % и молибдена – до 0,0005–0,002 %. В пределах ореолов отмечается зональность, выражающаяся в приуроченности к северной части минерализованной части тектонического шарьяжа наиболее контрастных аномалий вольфрама и мышьяка, а к южной части – аномалий серебра. Аномальные содержания золота во вторичных литохимических ореолах рассеяния установлены в интервале высот 750–1 300 м. Детализационными работами масштаба 1 : 10 000 выявлена и прослежена по простиранию на 3 км минерализованная зона тектонического меланжа, с которой начинаются богатые россыпи золота в долинах *руч. Джескогон* (I-4-9) и *Елизаветинский* (I-4-31). В бассейне руч. Бочагор штуфным опробованием выявлен ряд *пунктов минерализации* (I-4-21, 25, 26, 30, 34), которые приурочены к зонам интенсивно рассланцованного и разлинзованного песчано-алевролитового флиша, на-

сыщенного сетью тонких (1–5 мм) секущих прожилков кварца близмеридионального простирания. По данным атомно-абсорбционного анализа установлены содержания золота 0,41–4,82 г/т.

На остальной площади листа, вне контуров Унья-Бомской ПРЗ, известно лишь несколько незначительных по своим параметрам *пунктов минерализации* золота (I-2-2, 12; III-3-8, 19; IV-4-1).

В пределах листа известно 2 крупных, 5 средних и 36 малых россыпных месторождения, а также 52 россыпепроявления.

Большую часть площади листа, бассейны рек Деп, Унья, Тукси и Тунгала, занимает центральная часть **Джагдинского золотороссыпного района** (0.2 Au), в составе которого выделяются западная часть *Унья-Бомского* (0.2.1), восточная часть *Верхнедепского* (0.2.2) и *Тунгала-Туксинский* (0.2.3) *золотороссыпные узлы*. Южная часть листа, бассейн рек Нинни и Сагаян, относится к **Зей-Селемджинскому золотороссыпному району** (0.3 Au), в составе которого выделяется северо-восточная часть *Октябрьского золотороссыпного узла* (0.3.1) [8].

Унья-Бомский золотороссыпный узел расположен севернее осевой части хребта Джагды и включает в себя *россыпи бассейна р. Унья*, где сосредоточены 2 крупных (I-3-10, I-4-4), 4 средних (I-3-20, 21; I-4-9, 29), 26 малых (I-3-7, 8, 13, 14, 22, 23, 31, 32, 33, 34, 35, 37, 39; I-4-6, 12, 14, 15, 16, 20, 22, 23, 27, 31, 39, 42, 45) месторождений и 4 россыпепроявления. Первые заявки на россыпное золото здесь были сделаны в 1887 г., когда во время охватившей всех золотой лихорадки, в самые отдаленные и глухие места тайги в поисках новых богатейших россыпей отправлялись поисковые партии крупных золотопромышленных компаний и отдельные группы хищников (вольных старателей). Это время совпало с разгоном Желтугинской республики, которая иногда называется Амурская Калифорния (стихийно возникшее в 1884–1886 гг. на территории Манчжурии многонациональное сообщество свободных золотоискателей), и на открытые здесь богатые площади устремилась масса хищников, прочно здесь обосновавшихся. Благодаря своей удаленности и отсутствию путей сообщения район получил название «Дальняя тайга». В 1888 г. были сделаны отводы, а в 1892 г. официально зафиксирована добыча золота по р. Сирик-Макит (I-3-10) на прииске Трехсвятительском, где до 1900 г. было добыто 212 кг золота при среднем содержании в песках от 6 до 32 г/м³ [1].

Россыпь р. Унья (I-4-4) в период 1892–1951 гг. наиболее интенсивно обрабатывалась старателями ямами и разрезами на участке от руч. Алтуша до руч. Бол. Джега, а ниже по течению до устья р. Сирик-Макит добывалось только косовое золото. За это время, по имеющимся неполным данным, добыто 251,8 кг золота. Месторождение разведывалось в 1930–1952, 1962–1984, 1995–1996 и 1999–2000 гг. В пределах листа длина разведанной промышленной части россыпи составляет 17 км, ширина – 20–120 м, мощность аллювия в пойме – 2,5–4,0 м, а мощность золотоносного пласта – 0,2–0,6 м. При этом, в плотике выделяется тальвегообразное углубление шириной 60–250 м с мощностью аллювиальных отложений до 5,5–10 м. Распределение металла в россыпи крайне неравномерное, гнездовое. Содержание золота по отдельным выработкам в пределах промышленного контура изменяется от 50 до 3 572 мг/м³ на массу. Фракция золота по россыпи: менее 0,8 мм – 26,84 %; 0,8–2,5 мм – 41,53 %; более 2,5 мм – 31,63 %. Отмечаются самородки весом от 10–40 до 730 г, часто в сростках с кварцем. Проба золота – 888–895. Россыпь эксплуатировалась в 1984–2005 гг., за этот период добыто 3 158 кг золота.

Россыпь р. Сирик-Макит (I-3-10) открыта в 1887 г. и наиболее интенсивно обрабатывалась в 1892–1953 гг. на участке между ручьями Уркан-Макит и Джескогон. За это время по неполным данным было добыто 1 302,5 кг золота. Общая длина россыпи – около 18 км, средняя мощность аллювиальных отложений поймы – 3,5 м, золотоносного пласта – 0,6–0,8 м. В 1928–1979 гг. в долине реки проводились поисковые работы, разведкой 1980–1983 гг. выявлена россыпь с запасами категории С₁ – 1 749 кг. Параметры россыпи: длина – 9,9 км; ширина – 177 м; мощность массы – 1,9 м; мощность пласта – 1,4 м; содержание на массу – 238 мг/м³; содержание на пласт – 596 г/м³; проба – 898. Фракция золота по россыпи: 0,15–0,25 мм – 1,6 %; 0,25–1 мм – 37,6 %; 1–2 мм – 46,4 %; 2–8 мм – 14,4 %. На отдельных участках долины развиты первая и вторая надпойменные террасы, на которых в 1995–1996 гг. выявлены промышленные россыпи золота (I-3-13, 14, 33) с суммарными запасами 110,5 кг золота. В 1979–2004 гг. россыпь эксплуатировалась старательскими артелями, за этот период добыто 4 254 кг золота.

Россыпь руч. Джескогон (I-4-9) открыта в 1888 г. и периодически эксплуатировалась с 1892 по 1950 годы разрезами и ямами, а в нижней части долины – подземным способом, за это время было добыто, по неполным данным, 256 кг золота. В 1962–1964 и 1976–1979 гг. проведены поисково-разведочные работы, по результатам которых была выявлена промышленная россыпь с запасами категории С₁ – 1 138 кг. Параметры россыпи: длина – 4,0 км, средняя ширина – 136 м, мощность массы – 4,4 м, среднее содержание золота на массу – 347 мг/м³, проба – 885. Фрак-

ции золота: 0,1–0,3 мм – 0,9 %; 0,3–0,5 мм – 2,0 %; 0,5–1 мм – 10,0 %; 1,0–3,0 мм – 40,7 %; 3,0–5,0 мм – 42,3 %; более 5,0 мм – 4,0 %. Очень часто встречаются самородки золота весом 10–70 г, самый крупный из найденных самородков весил 312 г. Золотоносными являются как пойма, так и террасы высотой 8–15 м. Месторождение эксплуатировалось в 1978–2003 гг., добыто 2 217 кг золота [8].

Россыпь по руч. Уркан-Макит (Дорожный) (I-3-20) известна с 1887 г., обрабатывалась до 1953 г. разрезами и ямами от устья и почти до истоков на протяжении 6 км, за этот период добыто около 1 300 кг золота. Наиболее богатое содержание золота отмечалось в среднем течении ручья. Мощность аллювия в нижней части долины до 3 м, в средней части встречались провалы до 10 м, в верхней части – 4–5 м. Мощность золотоносного пласта в нижнем течении до 0,4 м, в среднем – до 4 м, в верхнем – до 2 м. В 1984 г. была разведана россыпь с запасами категории C_1 – 869 кг и следующими параметрами: длина – 4,9 км; ширина – 105 м; мощность массы – 4,0 м; мощность пласта – 3,0 м; содержание на массу – 428 мг/м³; содержание на пласт – 568 мг/м³; проба – 904. При ситовом анализе золота (11,5 кг), добытого в процессе валовой промывки траншей, установлены фракции: до 0,25 мм – 1,4 %; 0,25–0,8 мм – 18,1 %; 0,8–2,5 мм – 30,5 %; 2,5–7 мм – 43,7 %; более 7 мм (самородки) – 5,9 %. Золото светло-желтого и золотисто-желтого цвета, зерна его угловатые или слабоокатанные, комковидной, пластинчатой, реже проволочковидной и шаровидной формы. За время обработки россыпи в 1982–1989 гг. добыто 793 кг золота.

Общее количество учтенного золота добытого из россыпей узла составляет 16,5 т. Перспективы увеличения ресурсной базы россыпного золота Унья-Бомского узла главным образом связаны с переоценкой многочисленных техногенных россыпей, прогнозные ресурсы которых по категории P_1 составляют 543 кг [8].

Восточная часть *Верхнедепского золотороссыпного узла* охватывает бассейн р. Ушмун и нижнее течение р. Тунгала, где известна одна промышленная *россыпь* (III-1-10) с запасами категории C_2 – 38,3 кг золота и 8 *россыпейпроявлений* (III-1-5, 6, 7, 11, 12, 13, 14, 15). Для узла существует перспектива выявления мелких объектов с запасами золота в первые десятки килограмм за счет переоценки известных россыпейпроявлений, особенно по правым притокам р. Тунгала, которые были выявлены в 1940–1970 гг. [8].

Тунгала-Туксинский золотороссыпный узел расположен в центральной части листа, охватывающая *россыпи бассейна верхних течений рек Тунгала и Тукси*, в составе которых известно 1 среднее (III-3-13) и 8 малых (II-2-7; III-3-3, 6, 7, 10, 12; III-4-2, 3) месторождений, а также 20 *россыпейпроявлений* (II-2-8, 9, 10, 11; II-3-6; III-2-1, 4, 5, 6, 9, 10, 12; III-3-2, 4, 9, 14, 17, 18; III-4-1, 4).

Россыпь р. Тунгала (III-3-13) обрабатывалась старателями в 1937–1938 гг. ямами, добыто 25 кг золота. Опоисковывалась в 1939–1940 гг., разведывалась в 1984–1984 гг. Параметры россыпи: длина – 4 600 м, средняя ширина – 111 м, средняя мощность массы – 4,7 м, среднее содержание на массу – 287 мг/м³, запасы категории C_1 – 694,7 кг. Проба золота варьирует от 896 до 958. Золото в россыпи мелкое, плохо окатанное и окатанное, его зерна имеют комковидную и лепешковидную форму, реже – неправильные очертания. Фракции золота: менее 0,15 мм – 2,6 %; 0,15–0,25 мм – 37,9 %; 0,25–1 мм – 55 %; 1–2 мм – 4,5 %. Месторождение эксплуатировалось в 1984–1990 гг. и из него было добыто 690 кг.

Известные промышленные россыпи узла практически все обработаны. В Госрезерве числятся забалансовые запасы золота по *россыпи р. Тунгала (III-3-13)* – 66 кг, *руч. Джелон (III-3-6)* – 36 кг и *руч. Южный (III-3-12)* – 32 кг [8]. Перспективы увеличения ресурсной базы россыпного золота в пределах Тунгала-Туксинского узла незначительны. Возможно выявление террасовальных россыпей в пределах выположенного междуречья Тунгала–Джелон–Ниж. Джелон–Камнега, где в придорожных выемках фиксировались аллювиальные галечники.

Октябрьский узел, основная площадь которого расположена на соседней с юга территории, охватывает бассейн среднего течения р. Нинни, где известно 2 малых *россыпных месторождения* (IV-1-15, 18) и 10 *россыпейпроявлений* (IV-1-2, 3, 4, 5, 8, 10, 12, 16, 19, 21).

СЕРЕБРО

Серебро самостоятельного значения на площади не имеет и является сопутствующим молибденовой (IV-2-12; IV-4-6), медной (III-3-20) и золоторудной минерализации (I-4-21, 25, 26, 30, 34).

Заслуживают внимания повышенные (до 10–50 г/т) содержания серебра в штучных пробах из комплексного молибден-висмутитового *пункта минерализации Молодежный (IV-2-12)*, на площади которого во *вторичном ореоле рассеяния (IV-2-11)* установлены содержания серебра до 30 г/т [49].

В аналогичной геологической ситуации, приуроченность к выходам гранитоидов вачеланского комплекса, литохимическими поисками выявлены *вторичные ореолы* (IV-1-13, 14; IV-2-13; IV-4-5) и *потоки* (IV-3-10, 11) *рассеяния* серебра, часто в ассоциации с молибденом, оловом, вольфрамом, медью, свинцом, мышьяком и золотом.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

Присутствие платиноидов в золотоносных россыпях Унья-Бомского узла было известно еще Э. Э. Анерту (1928 г.). В 1940 г. Н. А. Никифоров в рапорте главному геологу треста «Амурзолото» сообщает об отправке с золотом с приисков Унья-Бомской системы 32 г платины. По данным старателей зерна платины встречались на прииске Советском по р. Унья, выше устья руч. Бочагор. На площади листа в процессе геологических съемок шлиховым опробованием гидросети минералов платиновой группы обнаружено не было. Только в отчете Ю. Н. Припутнева (1980 г.) отмечается присутствие в шлихах единичных зерен сперрилита из разведочных выработок по р. *Сирик-Макит* (I-3-10) ниже устья руч. Джелон, руч. *Счастливей* (I-3-23), по р. *Уркан-Макит на террасах Аляска* (I-3-31) и *Алексеевская* (I-3-32). На террасе Алексеевской установлены повышенные содержания сперрилита (15–20 зерен на шлик) и кроме этого обнаружено одно зерно осмистого иридия. В самородном золоте *рудопроявления Счастливое* (I-3-17) установлены микропримеси (50 г/т) платины [45]. В россыпном золоте Унья-Бомского узла установлено присутствие платины (1,5–500 г/т) и палладия (3–7 г/т).

На сопредельной с востока территории листа N-52-XXIII, в бассейне р. Бом, куда протягивается золотоносная минерализованная зона Тынды-Уньинского шарьяжа, в зонах прожилкового окварцевания и будинажа СЭС-анализом установлены содержания платины – до 0,1 г/т, палладия – до 0,003 г/т, минералогическим анализом дубликатов бороздовых проб выявлены единичные зерна сперрилита [9].

В процессе проведения ГДП-200 на территории листа выявлено два *пункта минерализации* платины в пределах Амуро-Охотской складчатой системы (I-4-43; III-3-5) и один на площади Аргуно-Мамынского массива (IV-2-3), связанные с магматическими породами основного состава.

На *правобережье руч. Бочагор* (I-4-43) в плотике отработанной террасовой россыпи золота, среди будинированных переслаивающихся песчаников и алевролитов верхнедежескогогонской подсветы выявлены зоны графитизированных милонитов мощностью до 50 м (аз. пад. $19^\circ \angle 10-30^\circ$), содержащих линзы лиственитизированных metabазальтов мощностью 0,5–3,0 м. Эти породы контрастно выделяются на сером фоне вмещающих пород своей охристой окраской за счет разложившихся железистых карбонатов. В метасоматитах отмечается мелкая рассеянная сульфидная минерализация (около 1 %), по трещинам отмечаются тонкие друзовидные корочки вторичных гипергенных минералов белого цвета (гипс?). По данным анализа ICP-MS, в штучной пробе лиственитизированных metabазальтов установлена платина в количестве 0,14 г/т. Спектральным анализом определены содержания мышьяка – 0,003–0,006 %, золота – 0,002–0,005 г/т.

В *приустьевой части долины руч. Джелон* (III-3-5), правого притока р. Тукси, в штучной пробе из сульфидизированных базальтов тунгалинского комплекса методом ICP-MS установлено содержание платины 0,62 г/т.

В бассейне правых притоков р. Нинни диориты зейско-депского комплекса прорываются серией малых тел и даек ультрабазит-базитов ниннинского комплекса, которые фиксируются комплексными *вторичными ореолами рассеяния* никеля, кобальта, хрома и меди (III-1-16; IV-2-1, 2), а в геофизических полях положительными *гравитационными* и *магнитными аномалиями* (III-2-14).

При проведении ГДП-200 из развалов сульфидизированных габброидов отобрана штучная проба, в которой методом ICP-MS установлено содержание платины 0,96 г/т (*пункт минерализации* IV-2-3). По данным спектрального анализа, в этих породах установлены содержания: золота – до 0,03 г/т; серебра – до 2 г/т; мышьяка – 0,005–0,04 %, меди – 0,006–0,02 %, вольфрама – 0,0003–0,0015 %, висмута – 0,0002–0,004 %, никеля – 0,02–0,05 %, кобальта – 0,003–0,03 %, хрома – 0,01–0,1 % и кадмия – 0,001 %. Ввиду наличия повышенных содержания мышьяка в сульфидизированных габброидах, возможно, что платиновая минерализация представлена сперрилитом.

**НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ
ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ
ГРАФИТ**

Графитовая минерализация известна на юге листа, где в зоне Нинни-Сагаянского разлома известны *пункты минерализации* (IV-2-9; IV-4-7, 11). На участках интенсивной тектонической и гидротермально-метасоматической проработки в гнейсах елнинской толщи и гранитоидах зейско-депского и вачеланского комплексов отмечается вкрапленность мелкочешуйчатого (1–2 мм) графита, мощность зон графитизации 50–350 м [49, 50].

**СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ
КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ
МРАМОРИЗОВАННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ**

В пределах центральной части хр. Джагды, в составе образований бочагорской, нектерской и теплоключевской свит отмечаются многочисленные пласты и линзы мраморизованных известняков мощностью первые метры и протяженностью первые сотни метров. Наиболее крупные выходы известняков (*проявления* П-2-4, 6; П-3-2; П-4-1) имеют мощность до 50 м и протяженность до 1 км, а на водоразделе истоков рек Гачали и Сирик (*проявление* П-3-1), расположен крупный выход рифогенных известняков шириной около 1 км и длиной до 3,5 км. Известняки бочагорской свиты часто содержат ископаемую фауну фораминифер, кораллов и криноидей [47, 48]. На юге листа известняки отмечаются в составе имачинской, ольдойской и типаринской свит, часто с обильными фаунистическими остатками.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В пределах изученной территории расположены части трех минерагенических провинций (МП): Становой, Амуру-Охотской и Амурской. Границы провинций совпадают с зонами региональных разломов – Деп-Огоронским и Южно-Тукурингским. Провинции различаются геологическим строением, составом, возрастом и формационно-генетическими особенностями проявлений полезных ископаемых. Минерагенический профиль территории листа определяют, главным образом, благороднометалльная минерализация и отчасти ртуть.

ЭПОХИ И ЭТАПЫ РУДОГЕНЕЗА

Длительное многоэтапное геологическое развитие территории от позднего архея до квартера привело к формированию разнообразного комплекса полезных ископаемых и обусловило основные закономерности их размещения. Отдельным его этапам отвечают минерагенические эпохи (МЭ) – позднеархейская, позднерифейско-раннекембрийская, ранне-среднепалеозойская, карбоново-пермская, триасово-юрская, меловая, миоценовая и неоплейстоцен-голоценовая.

Наиболее ранняя **позднеархейская МЭ** формирования кристаллического фундамента Аргуно-Мамынского массива связана с накоплением осадочных толщ елнинской толщи. В результате регионального метаморфизма была сформирована гнейсово-амфиболитовая формация, являющаяся благоприятной средой для локализации графитовой минерализации.

В **позднерифейско-раннекембрийскую МЭ** в пределах Аргуно-Мамынского массива происходило формирование наложенных прогибов с накоплением терригенно-карбонатно-вулканогенных толщ, мелкие ороговикованные ксенолиты которых отмечаются среди пород зейско-депского комплекса. Какой-либо рудной минерализации с данной геологической формацией на изученной площади не установлено, возможно, ввиду интенсивной заболоченности территории и развития кор выветривания. В сопредельных с юга районах с данной формацией связано формирование стратиформных железорудных и полиметаллических проявлений и месторождений.

Ранне-среднепалеозойская МЭ по времени совпала с ранними этапами развития Амуру-Охотской СС, вулканогенно-терригенные и терригенно-вулканогенно-карбонатные образования которой специализированы на вулканогенно-гидротермальное медно-колчеданное и кремнисто-гематит-магнетитовое, часто марганецсодержащее оруденение. На площади Аргуно-Мамынского массива данная эпоха фиксируется формированием в пределах Гагско-Сагаянской зоны терригенно-карбонатной формации, с которой связаны залежи кварцитов и известняков.

В **карбоново-пермскую МЭ** в пределах Аргуно-Мамынского массива происходило формирование золотоносных метасоматитов, связанных с гранит-гранодиоритовой формацией гиминского комплекса.

Триасово-юрская МЭ ознаменовалась становлением на площади Аргуно-Мамынского массива коллизионных гранитоидов вачеланского комплекса, гранит-лейкогранитовая формация которого рассматривается в качестве рудогенерирующей и рудовмещающей для молибден-вольфрамового с оловом и висмутом оруденения грейзеновой и апогранитовой формации. Формирование складчатых и шарьяжно-надвиговых структур в пределах Амуру-Охотской МП обусловило проявление амагматичной золото-шеелит-кварцевой минерализации в зеленосланцевых зонах стресс-метаморфизма, а с проявлением существенно базальтоидного магматизма тунгалинского комплекса связано формирование зон метасоматических кварцитов и зон пиритизации, несущих золоторудную минерализацию.

Меловая МЭ в пределах Аргуно-Мамынского массива, характеризующаяся широким развитием вулканоплутонических ассоциаций, выразилась формированием рудных объектов с

железородной, хромитовой, никелевой, медной и благороднометалльной минерализацией. Среди них преобладающее значение занимают рудные объекты золота и прогнозируемое хромит-платиноидное оруденение. С данным этапом связано формирование ртутной минерализации Амуру-Охотского сурьмяно-ртутного пояса, наиболее ярко проявленной в пределах одноименной МП и фиксирующейся в виде отдельных локальных очагов в пределах некоторых рудных узлов Аргуно-Мамынского массива.

В **миоценовую МЭ** происходило формирование континентальных песчано-глинисто-галечниковых образований темнинской и сазанковской свит, которые считаются перспективными в отношении россыпного золота с неясными промышленными перспективами.

Неоплейстоцен-голоценовая МЭ проявилась формированием континентальных терригенных неоплейстоцен-голоценовых формаций, вмещающих аллювиальные золотоносные россыпи.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ НАЛИЧИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

На формирование и размещение полезных ископаемых района оказали влияние магматические, литолого-стратиграфические, метаморфические, метасоматические, тектонические и геофизические факторы.

Магматические факторы в разной мере проявились при формировании оруденения всех металлогенических таксонов. В пределах площади проявлено несколько этапов продуктивного магматизма. С формированием среднепалеозойских терригенно-вулканогенных толщ Амуру-Охотской СС связаны медно-колчеданная и марганцевоносная кремнисто-гематит-магнетитовая минерализация, проявления которых установлены на сопредельных с запада и востока площадях. Ими обусловлены пункты минерализации, литохимические ореолы и потоки рассеяния меди и марганца. С внедрением гранитоидов гимигинского комплекса связывается образование березитизированных пород, несущих золоторудную минерализацию. Гранитоиды вачеланского комплекса рассматриваются в качестве рудогенерирующих и рудовмещающих для комплексного молибден-вольфрамового с оловом и висмутом оруденения грейзеновой и апогранитовой формаций. Базальтоиды тунгалинского комплекса, прорывающие среднепалеозойские образования Янкано-Джагдинской МЗ, сформировали метасоматические кварциты, несущие марганцевую, железородную минерализацию и обладающие повышенной золотоносностью. Интенсивные процессы гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород характерны для диоритов буриндинского комплекса, с метасоматитами которых связано золото-кварцевое и золото-серебряное оруденение. Со становлением тел габбро-ультрабазитового ниннинского комплекса связана платиновая, никелевая и хромитовая минерализация.

Литолого-стратиграфические факторы. В раннеархейскую МЭ произошло формирование гнейсово-амфиболитовых образований елнинской толщи, явившихся благоприятной средой для локализации графитовой минерализации, связанной раннемезозойской МЭ. В ранне-среднепалеозойскую МЭ в терригенно-вулканогенных толщах сформировались стратиформные серноколчеданные залежи. Флишoidные образования амканской и песчаниково-алевролитовые образования курнальской свиты являются благоприятной средой для локализации метаморфогенно-метасоматического золото-кварцевого оруденения и ртутной аргиллизитовой минерализации. В составе терригенно-вулканогенно-карбонатных образований Янкано-Джагдинской СФЗ (бочагорская, нектерская и теплоключевская свиты) и Гагско-Сагаянской СФЗ (имачинская, ольдойская и типаринская свиты) отмечаются многочисленные пласты мраморизованных известняков. Валунно-песчано-галечные горизонты в составе голоценовых отложений содержат промышленные концентрации россыпного золота.

Метаморфические факторы сыграли значительную роль в мобилизации и перераспределении рудного вещества в пределах Амуру-Охотской МП. В пределах изученной площади с процессами динамотермального метаморфизма, приведшими к образованию мощных зон рассланцованных и милонитизированных пород, связана ртутная и золоторудная минерализация. Участки наиболее интенсивного дислокационного метаморфизма обусловили расположение золоторудных узлов и, как следствие, россыпных месторождений золота.

Метасоматические факторы, сопровождающие процессы динамотермального метаморфизма и магматической деятельности явились решающими в формировании рудных концентраций полезных ископаемых. Со становлением гранитоидов гимигинского комплекса связывается образование березитизированных пород, имеющих золоторудную и молибденовую специализацию. Образование мощных зон метасоматических кварцитов, окварцованных и альбитизированных (вплоть до альбититов) пород, перспективных в отношении золоторудной мине-

реализации связывается с субвулканическими образованиями тунгалинского комплекса. Интенсивные процессы гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород характерны для диоритов бурундинского комплекса, с метасоматитами которых связано золото-кварцевое и золото-серебряное оруденение.

Тектонические факторы играют важную рудоконтролирующую роль, определяя позицию минерагенических таксонов с характерной для каждого из них эволюцией режимов геотектонического развития и, как следствие, определенным набором полезных ископаемых. В пределах района крупные разрывные нарушения, такие как Южно-Тукурингский, Деп-Огоронский и Нинни-Сагаянский разломы, определяют позицию МЗ. В свою очередь, более мелкие рудо локализирующие тектонические структуры (зоны меланжа, рассланцевания, милонитизации, складчатые структуры, крупные тела магматических пород, ареалы развития малых тел и даек, наложенные структуры тектоно-магматической активизации) определяют позицию рудных узлов. В пределах Янкано-Джагдинской МЗ основная масса проявлений, пунктов минерализации, шлиховых и литохимических ореолов рассеяния золота и ртути приурочена к зонам разломов, часто надвигового типа с интенсивно проявленными процессами динамометаморфизма, сопровождающимися широким спектром гидротермально-метасоматических образований. Ртутная минерализация предпочтительнее всего локализуется на пересечении тектонитов широтного и северо-восточного направлений.

Геофизические факторы, наряду с вышеохарактеризованными, играют важную роль в локализации части полезных ископаемых. Наиболее ярко они проявлены в северной части Аргуно-Мамынского массива, где между зонами Южно-Тукурингского и Нинни-Сагаянского разломов расположено вытянутое в широтном направлении тело гранитоидов зейско-депского комплекса, прорванное серией мелких тел габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса. В геофизических полях площадь развития тел габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса фиксируется гравитационной и магнитной аномалиями.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ

Наиболее крупными минерагеническими таксонами изученной территории являются Становая, Амуро-Охотская и Амурская (Аргуно-Ханкайская) минерагенические провинции.

СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Структуры Становой МП имеют крайне незначительное (около 50 км²) распространение северо-западной части площади листа и представлены образованиями Усть-Гилюйского блока в значительной степени перекрытыми осадками темнинской свиты. На данном участке расположен краевой восточный фланг **Джелтулакской МЗ** (1 Au, Mo, Ni, Pt/AR, J) и каких-либо рудных объектов с прогнозными перспективами на данной территории не установлено. Россыпепроявления золота (I-1-1, 3), расположенные в пределах данной территории, приурочены к перемытым современной гидросетью осадкам Верхнезейской впадины, для которых характерны непромышленные «знаковые» содержания золота.

АМУРО-ОХОТСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Амуро-Охотской МП в рамках ГК-1000/3 листа N-52 (Зея) была отображена единая Янкано-Джагдинская медно-золото-ртутная минерагеническая зона. Она объединяла выделенные ранее при проведении комплексных прогнозно-минерагенических исследованиях территории Амурской области масштаба 1 : 500 000 (ГМК-500) [30] три минерагенических таксона: Амуро-Охотский сурьмяно-ртутный пояс с Янкано-Тукурингской золото-многометалльной МЗ и Джагдинской золоторудной МЗ. Объединение авторами ртутной и золоторудной минерализации в единый минерагенический таксон было искусственно из соображения упростить и избежать излишней загруженности схемы минерагенического районирования масштаба 1 : 1 000 000 листа N-52. При этом золоторудная минерализация территории связывается с зонами дислокационного метаморфизма и метасоматизма, тогда как ртутная – с глубинными источниками («ртутное дыхание Земли») и имеет более молодой возраст. Поэтому вероятность образования в пределах Амуро-Охотской МП комплексных золото-ртутных месторождений мала, а постоянно отмечаемые повышенные содержания ртути в золоторудных объектах можно объяснить обогащением за счет вмещающих пород в общих рудоконтролирующих структурах. Соответственно минерагенические таксоны Амуро-Охотской МП ранга рудного района, рудно-

го узла с ртутной и золоторудной специализацией были также искусственно объединены. Масштаб работ в рамках ГДП-200 позволяет более детально отразить минерагению площади по сравнению с работами ГК-1000/3 и вернуться к выделенным в процессе ГМК-500 минерагеническим таксонам с золоторудной и ртутной специализацией – Янкано-Джагдинской золоторудной МЗ и Амуро-Охотскому сурьмяно-ртутному поясу соответственно.

В центральной части территории листа в составе **Янкано-Джагдинской МЗ** (2 Au/PZ,J-K) прогнозируется **Долбырь-Туксинская золотоносная зона** (2.1 Au) с *Тунгала-Туксинским золоторудным узлом* (2.1.1 Au), который в рамках ГК-1000/3 листа N-52 имел золото-ртутную специализацию и иную конфигурацию, которая была скорректирована с учетом имеющейся информации. В контуре Тунгала-Туксинского ПРУ известны 8 россыпных месторождений (II-2-7; III-1-10; III-3-3, 6, 7, 13; III-4-2, 3), ряд россыпепроявлений, два пункта минерализации (III-3-8, 19) и шлиховые ореолы рассеяния (II-1-8; II-2-5) золота. Литохимической съемкой установлены контрастные ореолы золота (III-1-1; III-2-7) в ассоциации с медью и свинцом. В пределах Тунгала-Туксинского ПРУ отмечается приуроченность основной массы россыпных месторождений, шлиховых и литохимических потоков рассеяния золота к зонами надвиговых структур в пределах развития зеленосланцевых терригенно-вулканогенных образований теплоключевской свиты, среди которых выявлены участки гидротермально-метасоматически измененных пород. Кроме этого повышенная золотоносность установлена в метасоматических кварцитах, связываемых со становлением пород тунгалинского комплекса, в трахибазальтах которого установлена платина в количествах 0,02–0,62 г/т (III-3-5). В плотике отработанных россыпей золота рек Тунгала (III-3-13), Джелон (III-3-6), Ниж. Джелон (III-3-7) и Камнега (III-4-2), среди образований теплоключевской свиты, установлены серно-колчеданные (пирит-пирротиновые) руды со слабо повышенными содержаниями меди, молибдена и золота (III-3-16). Аналогичный тип оруденения известен в западной части Янкано-Джагдинской МЗ в пределах Янканского рудного района на территории листа N-51-XVII.

В северо-восточной части листа в составе Янкано-Джагдинской МЗ выделяется *Унья-Бомская прогнозируемая золоторудная зона* (2.0.1 Au). Она расположена в осевой части хр. Джагды и контролируется широтной зоной Тында-Уньинского шарьяжа протяженностью 50 км и шириной около 10 км, по которому среднеюрские турбидитовые образования Унья-Бомской подзоны (курнальская и амканская свиты) шарьированы на палеозойские терригенно-вулканогенно-карбонатные образования Туксинской подзоны (бочагорская, нектерская и джескогонская свиты). Тында-Уньинский шарьяж представляет собой систему широтных надвигов, часто сопровождаемых зонами тектонического меланжа шириной до 1–3,5 км, которые сложены интенсивно дислоцированными, милонитизированными и будинированными породами. Все известные промышленные россыпи Унья-Бомского узла контролируются данной тектонической структурой и выделяются среди других золотоносных районов Приамурья крупностью шлихового золота и обилием самородков с весьма выдержанной и высокой пробой (849–943). Золоторудная минерализация приурочена к зонам субширотных надвигов с динамометаморфизмом зеленосланцевой фации и локализована в местах пересечения с крутопадающими поперечными разломами северо-восточного простирания. Выявленные коренные источники представлены различно ориентированными кварцевыми жилами и линзами, зонами будинажа, прожилкового окварцевания и сульфидизации. Рудная минерализация относится к золото-кварцевой мало-сульфидной формации. Какие-либо интрузивные образования в пределах Унья-Бомской ПРЗ отсутствуют, исходя из чего, возможная связь золотого оруденения с магматизмом является проблематичной.

Практически всю площадь листа, от северной рамки до Южно-Тукурингского разлома, охватывает **Амуро-Охотский сурьмяно-ртутный пояс** (3 Hg,Sb/K), контуры которого в основном совпадают с одноименной складчатой системой. В южной части пояса, где сконцентрирована основная масса ртутных объектов (проявлений, пунктов минерализации, шлиховых и литохимических ореолов рассеяния), расположена **прогнозируемая Зей-Тунгалинская ртутная рудоносная зона** (3.1 Hg), контуры которой совпадают с площадью развития среднепалеозойских зеленосланцевых терригенно-вулканогенно-карбонатных образований Янкано-Джагдинской СФЗ. В составе Зей-Тунгалинской рудоносной зоны прогнозируется *Тунгалинская ртутная рудная зона* (3.1.1 Hg), которая протягивается через весь лист близширотной полосой шириной 7–15 км через бассейн реки Тунгала и правых притоков р. Тукси. Она достаточно четко выделяется по шлиховому ореолу рассеяния киновари (II-1-7), в пределах которого выявлены проявления (III-1-3), пункты минерализации (II-1-10; III-1-4, 8, 9) и контрастные литохимические ореолы рассеяния (III-1-2; III-2-2; III-3-1; III-4-5) ртути. Ртутная минерализация контролируется развитой системой разрывных нарушений широтного и северо-восточного направления, сопровождающихся зонами рудоносных тектонитов и метасоматитов, приуроченных к средне-

палеозойским вулканогенно-осадочным образованиям теплоключевской свиты.

АМУРСКАЯ (АГУНО-ХАНКАЙСКАЯ) МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Профилирующими полезным ископаемым Амурской МП в пределах листа является золото, серебро, молибден, вольфрам и олово, а также существуют перспективы выявления платинометалльной минерализации малосульфидного типа.

Территория листа охватывает центральную часть **Умлекано-Огоджинской молибден-медь-серебро-золоторудной МЗ** (4 Au, Ag, Cu, Mo/K), в составе **Октябрьского молибден-медь-серебро-золоторудного рудного района** (4.1 Au, Ag, Cu, Mo) которой прогнозируется *Гарьско-Елнинская серебро-золоторудная зона* (4.1.1 Au, Ag), основная часть которой расположена на сопредельном с запада листе N-52-XXI. Она приурочена к северному обрамлению древнего выступа Аргуно-Мамынского массива в области сочленения со среднеюрскими молассоидными образованиями Деспского наложенного прогиба. В гравитационном поле Гарьско-Елнинская ПРЗ находится в краевой северной части регионального минимума силы тяжести, обусловленного крупным массивом гранитоидов буриндинского комплекса, основная площадь выходов которого расположена в бассейне р. Елна, на сопредельном с юга-запада листе N-52-XXVII. В пределах Гарьско-Елнинской ПРЗ известно два малых россыпных месторождения (IV-1-15, 18), ряд россыпепроявлений (IV-1-8, 10, 16, 19). В водотоках установлены шлиховые потоки рассеяния золота, шеелита, касситерита (IV-1-20) и киновари (IV-1-17). По данным геохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 выявлены ореолы рассеяния золота (IV-1-6), ртути (IV-1-9) и серебра (IV-1-14) [22]. В рамках ГДП-200 на площади Гарьско-Елнинской ПРЗ проведены поисковые работы на участке Колба, которыми выявлен комплексный ореол рассеяния мышьяка, золота, серебра, олова, молибдена, меди, вольфрама, висмута и бора (IV-1-13). Он приурочен к северо-восточному экзоконтакту диоритов Елнинского массива, прорывающего гранитоиды Зейско-Деспского комплекса, которые в зонах разломов северо-западного простирания интенсивно катаклазированы, окварцованы и вмещают дайки аргиллизированных риолитов талданского комплекса. В гидротермально измененных риолитах спектральным анализом установлены содержания мышьяка до 0,02 %, меди – до 0,05 %, молибдена, вольфрама и олова – до 0,0015 %, серебра – 0,5 г/т. В контуре ореола расположена отработанная россыпь золота (IV-1-15), в головке которой отмечается значительная доля золотин «рудного облика», часто в сростках с кварцем. На площади интенсивно развиты мощные коры выветривания, что в значительной степени затрудняет проведение поисковых работ.

В краевой северной части Амурской МП впервые выделена **Зейско-Деспская платинометалльная прогнозируемая рудоносная зона** (0.1 Pt/K), протягивающаяся через бассейн р. Нинни в субширотном направлении и ограниченная с севера и юга зонами Южно-Тукурингского и Нинни-Сагайского разломов соответственно. Она приурочена, в основном, к площади одноименного плагиогранит-диоритового массива (ранее называвшегося Пиканским), прорванного мелкими телами ультрабазит-базитов раннемелового ниннинского комплекса. Участки развития пород ниннинского комплекса фиксируются в геофизических полях положительными гравитационными и магнитными аномалиями (III-2-14; IV-3-3), а также контрастными комплексными ореолами и потоками рассеяния никеля, хрома, кобальта и меди (III-1-16; IV-1-7, IV-3-4). К ним приурочены пункты минерализации никеля (III-1-17; III-2-15; IV-2-4, 6) и хрома (IV-2-7). Поисковыми работами в рамках ГДП-200 на площади развития ультрабазит-базитов ниннинского комплекса выявлены комплексные вторичные ореолы рассеяния никеля, кобальта, хрома и меди (IV-2-1, 2) и пункт минерализации платины (IV-2-3).

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Основные перспективы территории листа связаны с рудным золотом, серебром и в меньшей степени – молибденом, вольфрамом и ртутью. Определенный интерес представляют перспективы площади на платинометалльное оруденение. На стадии ГК-1000/3 листа N-52 [3] в пределах площади листа числилось три прогнозируемых перспективных объекта. Два объекта в составе Янкано-Джагдинской МЗ: Унья-Бомский ПРУ (золото: P₂ – 25 т, P₃ – 200 т) и Тунгала-Туксинский ПРУ (золото: P₃ – 30 т; ртуть: P₃ – 17 тыс. т). И один объект в составе Октябрьского ПРП Умлекано-Огоджинской МЗ – молибден-вольфрамовое проявление Вачелан (P₂: Мо – 8 тыс. т, WO₃ – 12 тыс. т; P₃: Мо – 3 тыс. т, WO₃ – 8 тыс. т). Полученные в рамках ГДП-200 данные позволили переоценить известные и выделить новые прогнозируемые площади.

СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

На территории листа в пределах структур Становой МП перспективных объектов не установлено, к тому же они имеют незначительную площадь распространения и практически полностью перекрыты рыхлыми образованиями Верхнезейской впадины.

АМУРО-ОХОТСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Золото является основным полезным ископаемым провинции, менее значима ртуть, перспективы вольфрамового и платинометалльного оруденения неясны.

Прогнозные перспективы *Тунгала-Туксинского ПРУ* оцененные ранее по категории P_3 в 30 т [3], в рамках ГДП-200 оставлены без изменений. В пределах узла в процессе ГДП-200 на незначительных по площади участках проведены поисковые работы, но сколько-нибудь значимых результатов не получено. Это обусловлено значительной закрытостью территории узла, ввиду широкого развития выположенных и заболоченных участков, особенно в бассейне истоков р. Тунгала, где расположены практически все россыпные месторождения. На площади узла рекомендуется проведение поисковых работ, направленных на выявление в образованиях теплоключевской свиты крупнообъемной прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации, а также изучения базальтоидов тунгалинского комплекса и связанных с ними метасоматитов на предмет промышленной золотой и платиновой минерализации.

Прогнозная оценка перспектив *Унья-Бомской ПРЗ* на протяжении долгого времени остается противоречивой, однако бесспорным является тот факт, что параметры выявленной золоторудной минерализации не сопоставимы с масштабами россыпей. В начале 80-х годов прошлого столетия Унья-Бомская зона обоснованно рекомендовалась (в аспекте прогнозно-металлогенических исследований восточного сектора БАМ) для поисков, так называемых, «стратегических» крупнообъемных типов золотого оруденения, гомологов сухоложского и мурунтаусского [29]. На стадии ГК-1000/3 листа N-52 Унья-Бомская ПРЗ сопоставлялась с Маломырским РУ Селемджино-Кербинской золоторудной МЗ. Здесь прогнозировалось выявление средних по масштабу месторождений с золото-сульфидной минерализацией в черносланцевых толщах (сухоложский тип) с прогнозными ресурсами золота категории P_2 – 25 т и P_3 – 200 т до глубины 100 м. При составлении минерагенической карты Амурской области масштаба 1 : 500 000 (МК-500) оруденение Унья-Бомской зоны отнесено к метаморфогенно-гидротермальному золото-кварцевому типу в связи с зонами зеленосланцевого метасоматоза. Сходными как с зеленосланцевыми метасоматитами-диафторитами Желтулакской МЗ, так и с метаморфогенно-гидротермальным оруденением в терригенных толщах Верхне-Селемджинского района. От последнего оно отличается угнетенной продуктивностью кварцево-жильной составляющей, что связывается с полным отсутствием магматических проявлений как палеозойского, так и мезозойского возраста, то есть отсутствием агентов локальной концентрации. Перспективы Унья-Бомской зоны свелись к возможности выявления в пределах нее малых месторождений золота с общими прогнозными ресурсами категории P_3 – 45 т [33].

В результате региональной геохимической съемкой по потокам рассеяния и детализационно-заверочным работам масштаба 1 : 50 000, на данной территории, как наиболее перспективное, выделено Джескогонское аномальное поле площадью 32 км² (4×8 км) с прогнозными ресурсами до глубины 200 м категории P_3 – 34 т золота [22]. Предполагаемый тип оруденения золото-кварц-малосульфидный в линейных жильных зонах по аналогии с известными проявлениями, при этом положение выявленных аномалий золота не противоречило и наличию пластовых тел полого залегания, контролируемых надвиговыми структурами.

Заслуживает внимания прогнозная оценка, которая приведена работе обобщающей материалы по геологическому строению и золотоносности Унья-Бомской зоны с их критическим анализом. В данной работе суммарный ресурсный потенциал перспективных рудных площадей Унья-Бомской зоны, оцененный по специальной авторской методике, составляет 200 т золота до глубины 200 м. При этом в пределах листа N-52-XXII (Уркан-Макитская, Джескогонская и Бочагорская потенциально рудные площади) суммарные прогнозные ресурсы золота составили 82 т [9]. Оруденение отнесено к малосульфидной золото-кварцевой формации больших глубин, аналогичное известному в пределах Селемджино-Кербинской МЗ.

На основании анализа противоречивых оценок, приведенных в предшествующих прогнозно-минерагенических исследованиях, а также собственных материалов полученных в рамках ГДП-200, перспективы Унья-Бомской золотоносной зоны связываются с выявлением рудных объектов, локализованных в пологих зонах тектонического меланжа, которые представлены минерализованными жильно-прожилковыми зонами с оруденением убогосульфидной золото-

кварцевой формации, содержащими в основной массе крупное золото и поэтому обладающими высокотехнологичными легкообогатимыми рудами. Аналогом данного типа оруденения являются месторождения Ожерелье и Догадлынская жила в Бодайбинском рудном районе Иркутской области, Штурмовское и Ветренское – в Магаданской области. При этом перспективы выявления рудных объектов, аналогичных месторождениям Сухой Лог, Мурунтау и Маломыр, представляются крайне незначительными. Так как в разрезе терригенных толщ Унья-Бомской ПРЗ практически отсутствуют горизонты продуктивных углеродсодержащих пород, обогащенных сульфидами, которые благоприятны для локализации крупнообъемных прожилково-вкрапленных руд золото-сульфидной (золото-сульфидно-кварцевой) формации с мелким и тонким золотом. Это косвенно подтверждается отсутствием пирита в шлихах совместно с золотом, при этом доля мелкого (менее 0,25 мм) золота в россыпях составляет в среднем от 0,1 до 1 %. По уточненным в ходе ГДП-200 данным протяженность потенциально золоторудной минерализованной зоны Тынды-Уньинского шарьяжа составляет 32 км (далее уходит за восточную рамку площади листа) при ширине порядка 4 км. Здесь сосредоточены все промышленные россыпи золота и выявлены проявления и пункты минерализации золота. На флангах зоны тектонического шарьяжа, на удалении от нее до 2–4 км к северу и югу, выявлены локальные вторичные литохимические ореолы рассеяния золота [22], подтверждаемые донными и шлиховыми потоками рассеяния при отсутствии промышленных россыпей золота. Возможно, на данных участках, в меньшей степени подвергшихся процессам динамотермального метаморфизма, проявлена прожилково-вкрапленная минерализация с мелким и тонкодисперсным золотом.

Оценка прогнозных ресурсов Унья-Бомской ПРЗ произведена по методу аналогии. За эталонный объект принято Джескогонское аномальное поле, выделенное по данным поисковых работ масштаба 1 : 50 000, удельная продуктивность которого составила 0,5 т/км² до глубины 100 м [22]. Расчет ресурсного потенциала категории P₃ произведен исходя из удельной продуктивности в 0,5 т/км² с коэффициентом подобия 0,5 на площадь 300 км² и составил 75 т золота.

В пределах Уньинской ПРЗ зоны рекомендуется проведение комплекса поисковых работ масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000. Методика поисковых и оценочных работ должна быть ориентирована на выявление золоторудных минерализованных жильно-прожилковых зон, размерность золота в которых будет соответствовать размерности золота в россыпях, т. е. фракция 1,0–7,0 мм будет составлять не менее 40–80 % при его крайне неравномерном гнездовом распределении. Одним из ведущих методов, наряду с применением стандартных методик, при поисках и локализации данного типа золоторудной минерализации должно быть шлиховое опробование делювия из полотна разведочных горных выработок. При этом возможно не только оперативное выявление обогащенных золотом участков рудных зон, но и анализируется характер распределения золота, классов крупности и формы его зерен, которые в дальнейшем являются определяющими для выбора оптимальных методов и способов опробования, обработки и анализа проб. Наиболее оперативным и экономически целесообразным представляется применение мобильных дробильно-гравитационных комплексов, позволяющих производить подготовку к анализу пробы руды с крупным золотом непосредственно на месте разведки, так как, исходя значительного количества зерен золота фракции 1,0–7,0 мм, оптимальный вес проб составит 250–350 кг. Для более объективной оценки среднего содержания золота в рудах, рекомендуется проведение обработки крупнообъемных валовых проб на гравитационно-обогащительных комплексах. При этом нельзя исключать возможность выявления в пределах Унья-Бомской ПРЗ, особенно на ее флангах, и нероссыпеобразующих рудных объектов с мелким и тонкодисперсным золотом. Помимо золота, в пределах Унья-Бомской ПРЗ, имеются перспективы у вольфрамового оруденения, ввиду наличия в водотоках потоков рассеяния шеелита, часто с весовым содержанием. Необходимо дальнейшее изучения платиновой (сперрилит) минерализации, значимые концентрации которой могут фиксироваться аномалиями мышьяка, которые по данным ГДП-200, в основном, приурочены к участкам разреза насыщенным телами метабазальтов.

При проведении ГДП-200 перспективы площади на ртутное оруденение не переоценивались относительно предшествующих работ ГК-1000 листа N-52 и составляют в пределах *Тунгалинской ПРЗ* по категории P₃ – 17 тыс. т ртути [3].

АМУРСКАЯ (Аргуно-Ханкайская) Минерагеническая провинция

Исходя из имеющихся к настоящему времени данных, в пределах *Гарьско-Елнинской ПРЗ*, основная часть, которой расположена на сопредельном с запада листе N-52-XXI, существуют перспективы выявления вулканогенно-гидротермального оруденения золото-серебро-адуляр-кварцевой формации. Аналоги которого известны в западной части Умлекано-Огоджинской

МЗ (Гонжинский РР), где расположены золото-серебряные месторождения Покровское и Буриндинское. Ресурсный потенциал Гарьско-Елнинской ПРЗ рассчитан исходя из усредненной (для вулканогенно-плутонических комплексов) удельной продуктивности – 0,4 т/км² с коэффициентом подобия – 0,3–0,4 на площадь 70 км² и составил 10 т золота по категории Р₃. Прогнозные ресурсы серебра (исходя из соотношения Au:Ag как 1:5) составляют 50 т по категории Р₃. На площади ПРЗ рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в первую очередь.

В юго-восточной части территории Октябрьского ПРР, в зоне глубинного Нинни-Сагаянского разлома, известно молибден-вольфрамовое проявление Вачелан (IV-4-6), прогнозные ресурсы которого оценены в рамках ГК-1000 листа N-52 по категории Р₂: Мо – 8 тыс. т, WO₃ – 12 тыс. т и категории Р₃: Мо – 3 тыс. т, WO₃ – 8 тыс. т [33]. В пределах 20 км участка зоны Нинни-Сагаянского разлома, где выявлены пункт минерализации (IV-3-8) и вторичные ореолы рассеяния (IV-4-5, 10) молибдена, существуют перспективы увеличения ресурсного потенциала молибден-вольфрамового с оловом оруденения, и здесь рекомендуется постановка поисковых работ.

В пределах **Зейско-Депской ПРЗ**, в связи с ультрабазит-базитами ниннинского комплекса предполагается наличие малосульфидной платинометалльной минерализации аналогичной оруденению верхних эндоконтактных зон базит-ультрабазитовых массивов Норильского рудного района – месторождение «МС-Горизонт» и J-М рифа в интрузивном комплексе Стиллоутер (США). Минерагенический потенциал платиноидов Зейско-Депской ПРЗ оценивается в 10 т и рассчитан исходя из удельной продуктивности – 0,2 т/км² с коэффициентом подобия – 0,1 на площадь 550 км². Степень изученности данной территории достаточно низкая и для выяснения перспектив платиноносности ультрабазит-базитов ниннинского комплекса необходима постановка специальных прогнозно-поисковых работ. К тому же ареал распространения пород комплекса протягивается на значительное расстояние в западном направлении за пределы изученной площади, что в значительной степени увеличивает прогнозные перспективы.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория согласно схеме гидрогеологического районирования, предложенной ВСЕГИН-ГЕО в 2008 г., охватывает части **Становой, Амура-Охотской и Верхнеамурской гидрогеологических складчатых областей** (ГСО). Становая ГСО представлена частью Центрально-Станового гидрогеологического массива (ГМ), Амура-Охотская ГСО – частью Джагдинского ГМ, а Верхнеамурская ГСО – частью Туранского ГМ. В свою очередь, в пределах каждого ГМ выделено разное количество гидрогеологических подразделений. Они выделены в соответствии с перечнем и классификатором объектов гидрогеологической стратификации Российской Федерации. Стратификация проведена согласно рекомендациям указанного перечня с привязкой их к геологическим подразделениям.

Рассматриваемая территория является горно-холмистой площадью со средне-низкогорным рельефом и значительным развитием островной многолетней мерзлоты. Сплошная многолетняя мерзлота развита на крайнем северо-западе района. Установленная мощность слоя многолетнемерзлых пород составляет здесь не менее 40 м. Мощность деятельного слоя находится в прямой зависимости от литолого-петрографического состава пород и орографии и составляет 0,2–4 м. Около 90 % осадков выпадает летом. Все реки относятся к бассейну р. Зея, являющейся местным базисом эрозии. Наиболее крупной рекой, протекающей по территории листа, является р. Тукси. В долинах большинства рек проявлены наледи и бугры пучения. Наледи полностью стаивают в июле и приурочены к обводненным бортам пойм. Хребет Джагды представляет собой наиболее крупное орографическое поднятие и имеет максимальную высотную отметку 1 498 м. Гидрогеологическая обстановка листа изучена в основном при ГС-200 [47, 48, 49, 50] и АФГК-50 [29, 34]. Район относится к гидрогеологически слабоизученным.

В пределах территории можно выделить два гидрогеологических этажа. К верхнему водоносному этажу относятся кайнозойские рыхлые образования, содержащие порово-пластовые безнапорные и напорные воды, среди которых выделяются надмерзлотные и подмерзлотные. Нижний этаж (около 95 % площади) включает в себя водоносные зоны трещиноватости докайнозойского фундамента и является региональным водупором для верхнего этажа. Воды нижнего этажа безнапорные и напорные, водупором для него служат недезинтегрированные скальные породы. Гидрогеологические подразделения выделены в объеме соответствующих этажей. К участкам основных разрывных нарушений приурочены водоносные разломы, возраст которых примерно соответствует периоду наибольшей активности разрывных нарушений и считается мезозойским.

В отложениях **верхнего гидрогеологического этажа** выделены три водоносных горизонта.

К гидрогеологическому этажу относятся *подземные воды сезонно-спорадического распространения, формирующиеся в голоценовых отложениях пойм и надпойменных террас*, в отложениях нижних частей склонов долин, а также в озерных и озерно-аллювиальных отложениях. Глубина залегания таких вод зависит от экспозиции склона и колеблется от 0,2 до 5,0 м. Водупорами для них служат мерзлые рыхлые породы. Полное промерзание вод происходит в январе–феврале. Воды таликовых зон приурочены к долинам рек и ручьев. Выделяются сквозные и несквозные таликовые зоны. Сквозные талики выявлены в долинах рек Уркан, Сирик-Макит, Четканда, Тукси, Тунгала и др. Несквозные талики встречаются в долинах многих водотоков. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый, иногда с повышенным содержанием сульфата [34].

Безнапорный водоносный горизонт в верхне- и среднечетвертичных аллювиальных отложениях развит в надпойменных террасах рек Тунгала, Тукси, Нинни и Сагаян, представленных песчано-гравийно-галечными образованиями, песками, алевритами и глинами. Мощность отложений достигает 15 м, а водовмещающих пород изменяется от 2 до 4 м. В питании горизонта, помимо атмосферных осадков, участвуют поверхностные воды на участках речных долин. Режим вод, в целом, определяется гидрометеорологическими условиями: в летнее время уро-

вень вод одинаков с уровнем водотоков, зимой достигает минимума или горизонт полностью перемерзает. Редкие выходы вод представлены малодебитными источниками нисходящего, редко восходящего типа с дебитом 1–3 л/с. По химическому составу воды ультрапресные и слабокислые [34].

Водоносный горизонт межпластовых, межмерзлотных и пластово-поровых вод в миоценовых отложениях сазанковской и темнинской свит сложен каолинсодержащими песчано-гравийно-галечниковыми отложениями мощностью до 55 м. Фильтрационные свойства водовмещающих галечников, дресвяников и песков зависят от содержания в них каолина. Глубина залегания подземных вод варьирует от 6–10 м в долинах рек до 10–20 м – на водоразделах. Водоупором служат залегающие выше глины и алевроиты, иногда промороженные, что создает напорный характер вод. Воды пресные, слабокислые и нейтральные [47].

К **нижнему гидрогеологическому этажу** относятся воды нескольких гидрогеологических подразделений.

Водоносная зона трещиноватости юрско-раннемеловых интрузивных пород Центрально-Станового ГМ массива занимает незначительную площадь в северо-западной части листа и ограничена с юго-востока зоной Деп-Огоронского разлома. Водовмещающими породами являются диоритоиды обкинского комплекса, а также предположительно залегающие на них вулканогенно-осадочные образования нижневангинской подсвиты. Последние включены в зону условно, на основании их крайне незначительного распространения. В указанных породах формируются свободные и напорные трещинно-жильные воды. Основное воздействие на режим подземных вод массива оказывает мерзлота, играющая роль мощного водоупора, уровень которого меняется в течение года, вызывая неустойчивость глубины залегания, режима питания и дебита источников подземных вод. Водоносность зоны является низкой, дебит родников составляет 0,01–0,02 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные смешанного катионного состава, пресные с минерализацией до 0,2 г/л [47, 55].

Джагдинский ГМ занимает большую часть площади листа, примыкая с юго-востока к Центрально-Становому ГМ. Южной границей массива служит Южно-Тукурингрский глубинный разлом.

Водоносная зона трещиноватости среднеюрских терригенных пород занимает северную часть ГМ и сложена морскими терригенными отложениями мощностью не менее 2 250 м, смятыми в складки разнообразной формы. Наиболее широко распространены водоносные зоны трещиноватости, характеризующиеся невысокой водообильностью 0,2–0,5 л/с, достигающей в зонах разломов 2,0 л/с. Воды гидрогеологического подразделения относятся к ультрапресным. Питание зоны происходит за счет атмосферных осадков и подтока вод по трещинам из нижележащих горизонтов [47, 48].

Водоносная зона трещиноватости палеозойских образований Джагдинского ГМ занимает обширную территорию в центральной части листа и сложена в различной степени метаморфизованными песчаниками, алевролитами, вулканогенными и реже карбонатными породами. Для территории характерны сосредоточенные родники с гидрокарбонатными водами переменного натрий-магний кальциевого катионного состава. Дебиты родников составляют преимущественно 0,01–0,3 л/с, в бассейне р. Тунгала установлены родники с дебитом до 0,5 л/с [34]. Воды зоны ультрапресные и пресные (минерализация – 35–200 мг/л), очень мягкие (жесткость – 0,15–2,53 мг-экв/л), от слабокислых до слабощелочных (рН=5,9–7,5) [23]. На участках развития карбонатных пород встречаются карстовые пустоты, заполненные водой. Мощность таких зон и дебит их водных источников не изучены. На глубину данная зона изучена скважинами в районе ст. Тунгала при изысканиях источников для ее водоснабжения [43]. В результате проведенных работ был выявлен напорный водоносный горизонт, залегающий обычно на глубинах 4–12 м. На участках развития островной многолетней мерзлоты глубина залегания горизонта увеличивается до 70–80 м. Напор над кровлей горизонта 11–75 м, над земной поверхностью – 0,3–2,78 м. Дебиты отдельных скважин составляют 0,01–10,5 л/с при понижениях в 82–30 м. Основное питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации поверхностного стока, дополнительным питанием является перетекание воды из других горизонтов по мелким разрывным нарушениям. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые. Воды горизонта рекомендованы для водоснабжения населенного пункта.

Туранский ГМ расположен южнее зоны Южно-Тукурингрского разлома и обладает наиболее сложным гидрогеологическим строением. В его состав входит целый ряд разновозрастных гидрогеологических подразделений с трещинными и трещинно-карстовыми водами.

Водоносная зона трещиноватости раннемеловых вулканогенно-осадочных пород с водоносным горизонтом спорадического распространения зоны выветривания. Расположен комплекс в крайней юго-восточной части листа. Выходы вод представлены нисходящими источни-

ками с дебитами 0,05–0,07 л/с. Воды ультрапресные и пресные, кислые и нейтральные [34].

Водоносная зона трещиноватости позднетриасово-среднеюрских терригенных пород развита севернее зоны Нинни-Сагаянского разлома, протягиваясь в субширотном направлении через всю территорию. Водоносными являются песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты общей мощностью не менее 2 530 м, смятые в пологие складки. Водоупором для зоны служат малотрещиноватые скальные породы. Наиболее широко распространены водоносные зоны трещиноватости в юрских отложениях, которые характеризуются невысокой водообильностью 0,4–0,8 л/с. В зонах разломов дебиты родников достигают 2,0 л/с [50].

Водоносная зона трещиноватости раннемезозойских интрузивных пород локально распространена, примыкая с юга к зоне Нинни-Сагаянского разлома. Приуроченность к зоне указанного разлома обуславливает интенсивную трещиноватость гранитоидов вачеланского комплекса. Вскрывающие эту зону источники рассеянные, их дебит не превышает 0,1 л/с. Воды источников ультрапресные и пресные, слабокислые и нейтральные [34].

Водоносная зона трещиноватости девонско-каменноугольных терригенных, вулканогенных и карбонатных пород расположена севернее предыдущей зоны, протягиваясь в субширотном направлении через всю площадь листа. Водоносность терригенных разностей пород зоны аналогична таковой палеозойской зоне трещиноватости Джагдинского ГМ. Для нее также характерны в местах распространения карбонатных пород карстовые пустоты, заполненные водой. Мощность таких зон и дебит их источников слабо изучен.

Водоносная зона трещиноватости раннекембрийских интрузивных пород имеет наиболее широкое в плане распространение в пределах Туранского ГМ. Водовмещающими породами являются диориты и гранитоиды зейско-депского комплекса, относящиеся к регионально-трещиноватым породам. Для этой зоны характерны нисходящие источники с дебитами 0,1–0,2 л/с [50]. На сопредельных территориях установлено, что воды зоны относятся к гидрокарбонатным смешанного катионного состава, натриевым, кальциево-натриевым, пресным и ультрапресным. Их минерализация составляет 23–360 мг/л [23].

Большое значение в циркуляции подземных вод района играют долгоживущие разрывные нарушения разного времени заложения. К таким структурам, в первую очередь, относятся Деп-Огоронский, Южно-Тукурингрский, Нинни-Сагаянский, Прихребтовый и Чампулинский разломы и зона Гында-Уньинского шарьяжа. Меньшую роль играют другие разрывные нарушения. В зонах основных разломов выявлены межпластовые напорные воды. Они прозрачные и пресные, от нейтральных до слабощелочных. Воды относятся к гидрокарбонатно-сульфидным кальциевым, кальциево-натриево-магниевым. Более мелкие разломы северо-восточного заложения характеризуются сериями открытых трещин с излиянием нисходящих сосредоточенных и рассеянных родников с дебитом 0,02 л/с. Воды источников гидрокарбонатно-сульфатные [23].

Для целей водоснабжения на территории листа, как наиболее постоянные и обильные, могут использоваться воды кайнозойского и палеозойского гидрогеологических подразделений. Также перспективны в данном отношении воды основных водоносных разломов. Тем не менее, указанные источники и другие гидрогеологические подразделения района требуют дополнительного специализированного изучения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Характеризуемый район принадлежит к ландшафтной зоне горно-таежных лесов, где выделяются пять типов природных ландшафтов: таежное крутосклонное среднегорье, таежное пологосклонное среднегорье, таежное пологосклонное низкогорье, холмисто-увалистый поймы рек и техногенный ландшафт. Основные экологические проблемы могут быть связаны с добычей россыпного золота, эксплуатацией железнодорожной магистрали, строительством дорог и лесозаготовками, в результате которых формируются техногенные ландшафты: горнодобывающие, дорожно-транспортные и лесотехнические.

Ландшафтные и климатические особенности района определяют характерные для него неблагоприятные природные факторы. Главными неблагоприятными природными факторами являются мерзлотные процессы, с которыми связаны явления термокарста, пучения грунтов, образование морозобойных трещин. В долинах рек Тукси и Сагаян локально проявлены процессы боковой эрозии. В условиях среднегорного ландшафта развиты процессы механического выветривания с образованием останцов и каменных осыпей. Значительная часть территории заболочена. Развитию заболоченности в некоторой степени способствовала проводившаяся ранее вырубка леса на значительных площадях. На заболоченных участках более интенсивно проявляются процессы солифлюкции.

Изученная территория располагается в зоне 6–8-балльных землетрясений. Семибалльная изосейста приурочена к зоне Южно-Тукурингского глубинного разлома, а восьмибалльная – к зоне Деп-Огоронского разлома.

По результатам работ Геоэкологической партии ФГУГП «Амургеология» на площади работ выделены две природных геохимических аномалии. Оценка уровня накопления в ней металлов сделана по величине суммарного загрязнения Zс. Для расчета коэффициентов концентраций использованы предельно допустимые концентрации и значения местного фона [23]. Одна аномалия (1П) расположена в верхнем течении р. Тукси. Аномалия со значением величины суммарного загрязнения 34 приурочена к участку распространения пород джескогонской, нектерской и бочагорской свит, слагающих разрез Туксинской подзоны АОСС. Элементами-загрязнителями являются иттрий, барий, бериллий и никель. Район аномалии техногенной нагрузке не подвержен, и аномалия является неопасной. Вторая аномалия (2П) установлена на левобережье среднего течения р. Сагаян. В плане аномалии с величиной суммарного загрязнения 33 отвечают терригенные отложения наптаргинской и багоносской свит, участвующих в строении разреза Депского прогиба. Элементами-загрязнителями являются барий, бериллий, кобальт, никель и хром. Район аномалии техногенной нагрузке не подвержен, и аномалия неопасна.

Радиационная обстановка в районе является благоприятной. Естественный радиационный фон на большей части территории составляет 6–30 мкР/ч, редко достигая 35–45 мкР/ч. Участки повышения радиационного фона установлены в пределах развития гранитоидов вачеланского комплекса, датируемых поздним триасом.

По степени загрязненности, интенсивности проявления экзогенных процессов и антропогенного воздействия выделяются три категории площадей с различным состоянием окружающей среды. Территория является слабо освоенной, антропогенная нагрузка незначительна, экзогенные процессы также проявлены слабо. В связи с этим значительная ее часть имеет благоприятную эколого-геологическую обстановку. Такие участки выделены в северо-западной, юго-западной и северо-восточной частях листа. Большая часть территории характеризуется удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. По данному участку территории проходит железнодорожная магистраль, вдоль которой расположены станционные поселки. В пределах этой части района сосредоточены основные участки лесозаготовок, осуществленных в последние десятилетия. Лесозаготовки приводили к значительным по площади нарушениям почвенно-растительного слоя с образованием на склонах эрозионных промоин, сформированных временными водотоками. В пределах этой части территории в конце двадцатого–начале

двадцать первого веков в незначительных масштабах проводилась золотодобыча из россыпей без использования ртути. В результате этих работ в части бассейнов рек Тукси и Тунгала образовались многочисленные искусственные водоемы типа озер, отвалы и выровненные луговые поверхности. Напряженная обстановка сложилась в результате масштабного проведения промышленной добычи золота из россыпных месторождений в бассейне р. Унья, где данный вид работ осуществляется уже более века. В период до 1990 г. для извлечения золота из шлихов использовалась ртуть. В настоящее время при продолжающейся золотодобыче в данном районе, вероятно, происходит повторное вовлечение в эксплуатацию техногенных россыпей, при отработке которых ранее были допущены значительные эмиссии ртути в окружающую среду.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное в пределах листа N-52-XXII геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000, обобщившее результаты ранее проведенных исследований и сопровождавшееся собственными полевыми работами, позволило уточнить геологическое строение территории и оценить ее ресурсный потенциал.

Основными результатами, послужившими основанием для уточнения геологического строения территории явились:

– составление геологических разрезов части стратиграфических подразделений и дополнительные сборы органических остатков в палеозойских и мезозойских осадочных образованиях, развитых в пределах Октябрьского блока АММ;

– собственные полевые наблюдения и анализ имеющейся геолого-геофизической информации доказывают развитие в районе надвигов и шарьяжей, значительно осложняющих геологическое строение территории;

– проведенное петрографическое, петро- и геохимическое изучение состава пород позволило уточнить наполнение некоторых выделявшихся ранее и вновь выделенных геологических подразделений;

– поисковые работы, проведенные силами партии, позволили выявить потенциально платиноносный участок на водоразделе Нинни–Улагир-Кан и потенциально золотоносные участки в бассейнах рек Джигдали, Тукси, Тунгала и Унья;

– на основании имевшейся информации и полученных в результате ГДП-200 данных, обосновано выделение раннепалеозойского уньинского, раннекембрийского зейско-депского, раннепермского гимигинского, поздне триасового вачеланского, юрского тунгалинского и раннемелового ниннинского комплексов. Для этих комплексов, а также для пород, отнесенных к ранее выделенному пиканскому комплексу, получены U-Pb датировки по цирконам, позволившие значительно детализировать схему магматизма Аргуно-Мамынского массива;

– по результатам собственных поисковых работ с использованием ранее полученных геолого-геохимических данных и их совместной интерпретации произведена геометризация потенциально-рудных узлов с оценкой их прогнозных ресурсов до глубины 100 м категории P₃: золота – 115 т, серебра – 50 т, ртути – 17 тыс. т; минерагенический потенциал платины – 10 т.

Вместе с тем, несмотря на проведенные работы, остается ряд нерешенных и дискуссионных вопросов. Установленная к настоящему времени благоприятность для локализации ряда полезных ископаемых метаморфизованных условно среднепалеозойских образований АОСС делает необходимым продолжение их изучения с целью уточнения возраста, условий образования пород и наложенного на них метаморфизма с целью выделения участков развития наиболее перспективных в отношении металлоносности пород. Учитывая связь процессов метаморфизма и рудообразования, определение возраста первого позволит более обоснованно выделить эпохи рудогенеза и на основании этого наиболее объективно оценить прогнозные ресурсы полезных ископаемых территории.

Обнаружение на соседней с запада территории листа N-52-XXI фораминифер ааленского возраста во флишевых отложениях амканской свиты делает необходимым доизучение возраста и порядка напластования образований Унья-Бомской подзоны. Ранее найденные в туфогенных песчаниках, отнесенных к курнальской свите, остатки *Seirocrinus subangularis* встречаются отнюдь не только в раннеюрских осадках.

Выявление высококонтрастных вторичных ореолов рассеяния золота в бассейне руч. Джескогон, локализованных в зоне влияния впервые выделенного Тынды-Уньинского шарьяжа, ставит задачу первоочередного проведения в пределах указанной зоны поисковых работ.

Необходимо проведение работ по уточнению масштабов распространения в районе пород ниннинского ультрабазит-базитового комплекса, в которых выявлена платина с содержаниями около 1 г/т. Районы уже установленного развития пород указанного комплекса, несомненно,

заслуживают постановки поисковых работ.

Решение этих вопросов должно производиться проведением тщательного анализа имеющейся информации, проведения тематических геолого-геохронологических исследований и обязательного изучения химического состава и структурных особенностей комплексов пород при проведении геологических работ всех стадий.

В пределах выделенных наиболее перспективных Уркан-Макитского, Джескогонского и Бочагорского прогнозируемых рудных полей рекомендуется проведение поисковых и оценочных работ. Специализированные поиски масштаба 1 : 50 000 рекомендуется первоочередно провести в пределах Улэгир-Канского прогнозируемого рудного узла. Рекомендуемые работы должны сопровождаться изучением всех аспектов геологического строения участков их проведения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Витгефт Б. В.* Унья-Бомский золотоносный район. – Владивосток, 1926. 13 с.
2. *Глебовицкий В. А. и др.* Метаморфические фации зоны Байкало-Амурской магистрали. – Л.: Наука, 1987. 80 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 – Зея. Объяснительная записка. – СПб, 2007. 396 с.
4. *Громаковский И. Ю.* Унья-Бомская зона тектонического разлинзования Монголо-Охотского складчатого пояса // Геотектоника. Вып. 3. – М.: Академиздатцентр «Наука», 2000. С. 33–40.
5. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. – М.: Наука, 1979. 113 с.
6. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. – М.: МГУ, 1973. 322 с.
7. *Маслов А. В. и др.* Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры шамского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Литосфера. Вып. 2. – Екатеринбург, 2010. С. 3–24.
8. *Мельников В. Д., Мельников А. В., Ковтонок Г. П.* Россыпи золота Амурской области. – Благовещенск, 2006. 295 с.
9. *Неронский Г. И., Громаковский И. Ю.* Золото Унья-Бома. – Благовещенск, 2005. 264 с.
10. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» // Ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. – СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
11. *Сорокин А. П.* Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. – М.: Наука, 1990. 106 с.
12. *Сорокин А. А., Кудряшов Н. М., Ли Цзинь.* U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеанская геология. Т. 24. Вып. 5. – Хабаровск, 2004. С. 54–67.
13. *Сорокин А. А.* Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Автореф. дисс. на соискание степ. д. г.-м. н. – СПб, 2005. 48 с.

Фондовая*

14. *Агафоненко С. Г., Сержников А. Н., Яинов А. Л. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 в бассейнах рек Селемджа, В. Стойба, В. Огоджа, Огоджа (листы N-52-XXX, N-53-XXV, -XXVI) за 1995–2002 гг. (Объект Токурский, Селемджинский район Амурской области, Тугуро-Чумиканский район Хабаровского края). 2002.
15. *Агафоненко С. Г., Яинов А. Л., Козак З. П. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 в пределах Дамбукинского золоторудного района (листы N-52-XIII, N-52-XIV) за 2004–2007 гг. (Объект Гиллойская площадь). 2008.
16. *Антипина Р. А., Шумейко О. Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на ртуть в бассейнах рр. Долбырь, Анегдан и Тунгала в Зейском районе Амурской области. 1971.
17. *Богданов Н. А.* Геологическое строение Амуро-Зейской равнины и обрамляющих ее горных сооружений. Геологическое строение Восточной части хребта Тукурингра. 1955.
18. *Богданов Н. А.* Стратиграфия и тектоника докембрия и нижнего палеозоя Тукурингра-Джагдинского антиклинория. 1957.
19. *Волкова Ю. Р., Головизнин М. П., Любарская Л. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Зея (Отчет Гармаканской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1988–1995 гг. на территории листов N-52-74-Б-В, Г; N-52-75-В, Г; N-52-76-А, Б, В, Г). 1995.
20. *Грунский В. П., Боков Г. Н.* Отчет о геологических поисках месторождений ртути и полиметаллов в бассейнах рек Тунгала и Огоджа в 1968 г. 1969.
21. *Домчак В. В., Конюшенко Г. Ф., Салько К. В. и др.* Отчет партии № 3/91-93 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 на Амуро-Зейской площади за 1991–1994 гг. 1996.
22. *Домчак В. В., Третьяков В. Н., Конюшенко Г. Ф. и др.* Отчет партии № 3/99-02 по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния на площади листов N-52-XX, -XXI, -XXII, -XXVI, -XXVII, -XXVIII за 1999–2002 гг. (Октябрьский объект). 2003.

* Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в Амурском ТГФ.

23. Жуковская А. А., Игнатенко О. Н., Филимонов Ф. Я. и др. Отчет по геолого-экологическим исследованиям и картографированию масштаба 1 : 1 000 000 территории Амурской области (Объект Геоэкологический). 1999.
24. Зубков В. Ф. Геологическое строение западной части хр. Джагды и бассейна р. Дугды (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 1 000 000 (лист N-52), производившихся в районе хр. Джагды Зейской партией № 701 в 1955 г.). 1956.
25. Зубков В. Ф. Отчет по попутным поискам Зейской партии № 701 за 1955 г. 1956.
26. Иванов А. П., Павлов И. А. Опорный геологический профиль по трассе БАМ между станциями Ургал–Зейск (Отчет Туранского отряда Мельгинской-81 партии по работам 1982–1985 гг.). 1986.
27. Игнатъев Г. Г., Фиженко В. В. Материалы по аэромагнитной съемке, проведенной партией № 16 в Амурской области в 1958 г. и некоторые новые данные по геологии отдельных участков исследованного района. 1959.
28. Кириков Д. А., Мусин В. Н. Геологическое строение хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды между меридианами 127°00' и 132°00' в. д. // Отчет по теме: Стратиграфия, литология и тектоника протерозоя и палеозоя хребтов Джагды и Тукурингра. 1958.
29. Козак З. П., Кошеленко В. В., Маметов В. М. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ в бассейнах рек Дугда, Нора, Унья, Уда (Дугдинская партия, 1978–1983 гг.). 1983.
30. Кошеленко В. В., Мавринская С. А., Колесников А. А. и др. Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 листа N-51-XVII (Соловьевская площадь) за 2006–2009 гг. 2010.
31. Кошков Ю. В., Шейкина И. С., Вахтомина Н. Д. Отчет по составлению легенды Зейской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе) (Объект Амуро-Зейский). 1998.
32. Куприенко А. С. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейне рек Правого Мамына, Тукси и Дугда за 1961 г. 1962.
33. Лобов А. И., Федоренко А. А., Яхно П. А. и др. Отчет по объекту: Подготовка к изданию минерагенической карты Амурской области масштаба 1 : 500 000 за 1997–2002 гг. 2003.
34. Ляховкин Ю. С., Крыжевич С. С. Отчет о результатах АФГК масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ на участке Зея–Нора территории листов N-52-52; N-52-78, -79, -90-А, Б; N-52-91, -92-В, Г; -93-В, Г; -94-В, -104-А, Б, В, -105-А, Б; -106-А, Б. 1979.
35. Майборода А. А., Ольков В. В., Забродин В. Ю. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа N-52-XXIII (Дугдинская партия, 1963 г.). 1964.
36. Махинин А. В. Легенда Тугурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) (Утверждена Протоколом № 45-2 НРС МПР РФ от 12.09.2000 г. 2000).
37. Минеев Е. В. Результаты геолого-поисковых работ на ртуть в бассейне рек Тунгалы и Нинни (Отчет Тунгалинской партии за 1960 г.). 1961.
38. Миронюк А. Ф., Аникин В. А. Отчет о геохимических поисковых работах на ртуть в бассейне р. Тунгалы (Зейский район Амурской области) (Геохимическая партия № 11/69, 1969 г.). 1970.
39. Ольков В. В., Красильников М. П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа N-52-XXIII (Отчет Дугдинской партии за 1964 г.). 1965.
40. Пан В. П., Барвенко В. А., Иванов М. В. Отчет о результатах крупномасштабных геологосъемочных работ, проведенных в верховьях рек Гарь 1-я и 2-я (Калахтинская партия, 1962 г.). 1963.
41. Петрук Н. Н., Беликова Т. В., Дербего И. М. Геологическая карта Амурской области масштаба 1 : 500 000 // Отчет по теме: ГК-500. 2001.
42. Пономарев П. Н. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных Унья-Бомской партией в 1951 г. в Амурской области. 1952.
43. Реутов О. И., Царькова Е. И. Рабочая документация БАМ (участок Тында-Червинка) // Отчет о разведке подземных вод для водоснабжения ст. Тунгала. 1983.
44. Санников Г. К., Брусняцев А. И. Отчет о результатах работ Мамынской аэрогеофизической партии за 1978–1981 гг. в пределах Зее-Селемджинской рудоносной площади. 1981.
45. Степанов В. А., Головизин М. П. и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне р. Уньи (лист N-52-XXII (80-А, Б)) (Джескогонская партия, 1972–1973 гг.). 1974.
46. Тихонов Б. А. Отчет о геолого-поисковых разведочных работах за 1948–1949 гг. Нора-Мамынской экспедиции. 1950.
47. Турбин М. Т. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа N-52-XXII. 1962.
48. Турбин М. Т., Ольков В. В., Девянин М. И. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа N-52-XXII (Отчет Огоронской партии за 1962 г.). 1963.
49. Турбин М. Т. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-52-XXII. 1964.
50. Турбин М. Т. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-52-XXII. 1965.
51. Турбин М. Т. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXII. 1967.
52. Турбин М. Т., Кириллова Г. Л., Аношкин В. М. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-52-XXIV (Сводный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000, проведенным Шевлинской партией в 1965–1968 гг.). 1969.

53. *Чудинов М. Т.* Отчет о поисково-разведочных работах Унья-Бомской партии на золото за 1950 г. 1952.
54. *Шиханов В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Деспской партии в 1960 г.). 1961.
55. *Шиханов В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Деспской партии в 1961 г.). 1962.
56. *Шиханов В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Деспской партии за 1962 г.). 1963.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа N-52-XXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-3	7	Алешкин	Р	[8]	Отработано
I-3	8	Катаут	Р	[8]	Разведваемое
I-3	10	Сирик-Макиит	Р	[8]	Законсервировано
I-3	13	Терраса Сомнительная	Р	[8]	Законсервировано
I-3	14	Терраса Сенокосная	Р	[8]	Законсервировано
I-3	20	Уркан-Макиит	Р	[8]	Отработано
I-3	21	Амканчик	Р	[8]	Отработано
I-3	22	Алексеевский	Р	[8]	Отработано
I-3	23	Счастливый	Р	[8]	Отработано
I-3	31	Терраса Аляска	Р	[8]	Отработано
I-3	32	Терраса Алексеевская	Р	[8]	Отработано
I-3	33	Терраса Благовещенская	Р	[8]	Отработано
I-3	34	Терраса Григорьевская	Р	[8]	Отработано
I-3	35	Малый Григорьевский	Р	[8]	Отработано
I-3	37	Григорьевский	Р	[8]	Отработано
I-3	39	Офицерский	Р	[8]	Отработано
I-4	4	Унья	Р	[8]	Эксплуатируется
I-4	6	Бол. Джега	Р	[8]	Разведваемое
I-4	9	Джескогон	Р	[8]	Отработано
I-4	12	Аркановский	Р	[8]	Отработано
I-4	14	Мординский	Р	[8]	Разведваемое
I-4	15	Сэр	Р	[8]	Эксплуатируется
I-4	16	Терраса Джега	Р	[8]	Отработано
I-4	20	Терраса Алтуша	Р	[8]	Отработано
I-4	22	Терраса Алтуша	Р	[8]	Отработано
I-4	23	Терраса Бочагор	Р	[8]	Отработано
I-4	27	Бол. Крум	Р	[8]	Отработано
I-4	29	Бочагор	Р	[8]	Отработано
I-4	31	Елизаветинский	Р	[8]	Отработано
I-4	39	Водопадный	Р	[8]	Отработано
I-4	42	Гнилой	Р	[8]	Отработано
I-4	45	Терраса Поднебесный	Р	[8]	Отработано
II-2	7	Печеркин	Р	[8]	Отработано
III-1	10	Улагир	Р	[8]	Законсервировано
III-3	3	Бархатный	Р	[8]	Отработано
III-3	6	Джелон	Р	[8]	Отработано
III-3	7	Ниж. Джелон	Р	[8]	Отработано
III-3	12	Южный	Р	[8]	Законсервировано
III-3	13	Тунгала	Р	[8]	Отработано
III-4	2	Камнега	Р	[8]	Отработано
III-4	3	Переходный	Р	[8]	Законсервировано
IV-1	15	Колба	Р	[8]	Отработано
IV-1	18	Бобылек	Р	[8]	Законсервировано

Список проявлений (П) полезных ископаемых, пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), магнитных (МА) и гравитационных (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа N-52-XXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
II-4	2	Вершина левого притока руч. Нектер	[48]	ПМ. В делювиальных развалах и аллювии глыбы (до 15-60 см) гематит-магнетитовых руд. По данным химического анализа двух штучных проб, содержание растворимого железа составляет 49,3 и 56,4%
III-2	11	Левобережье р. Тунгала	[34]	ПМ. Линза магнетитосодержащих вулканитов метаморфизованных с визуальным содержанием магнетита до 20%
III-3	15	Правобережье истоков р. Тунгала	-	ПМ. Делювиальные развалы вулканитов метаморфизованных с вкрапленностью (до 5-30%) октаэдрических кристаллов магнетита размером до 3-7 мм. Наземной магниторазведкой выявлена широтная аномалия длиной 5 км, шириной 0,1-0,2 км и интенсивностью до 2500 нТл
III-4	6	Междуречье ручьев Поворотный и Джалакон, правых притоков р. Тукси, участок «Железный»	[51]	ПМ. Среди вулканогенно-терригенных образований теплоключевской свиты линзы магнетитовых кварцитов мощностью до 10-15 см, приуроченные к контакту серицит-кварцевых сланцев и вулканитов метаморфизованных. Содержание железа в штучных пробах - 12,94-21,30%. По трещинам отдельности в магнетитовых кварцитах наблюдаются налеты малахита; содержание меди - до 0,1%. Кроме этого, установлено содержание марганца до 1%
<i>Марганец</i>				
I-3	40	Верховья руч. Джескогон	[22, 48]	ВГХО (8 км ²) с содержанием марганца - 0,1-0,12%. В пределах ореола установлены горизонты метабазальтов и кремнистых сланцев, по данным штучного опробования содержание марганца в них составляет от 1 до 6%
II-1	1	Среднее течение р. Ушмун	[22]	ВГХП (8 км) с содержанием марганца - 0,1-0,3% и кобальта - 0,002-0,003%
II-1	9	Среднее течение руч. Улагир, правого притока р. Тунгала	[22]	ВГХО (25 км ²) с содержанием марганца - 0,1-0,8%. Приурочен к вулканогенно-терригенным образованиям теплоключевской свиты
III-2	3	Верховья руч. Голубой, правого притока р. Тунгала	[22]	ВГХО (10 км ²) с содержанием марганца - 0,1-0,7%. Приурочен к вулканогенно-терригенным образованиям теплоключевской свиты
III-2	8	Бассейн лев. притоков р. Тунгала, ниже руч. Пекарня	[22]	ВГХО (8 км ²) с содержанием марганца - 0,25-0,6%
III-3	11	Верхнее течение р. Тунгала	[22]	ВГХО (8 км ²) с содержанием марганца - 0,1-0,25%
<i>Хром</i>				
I-2	3	Междуречье Баласкит-Березовый	[22]	ВГХО (8 км ²) с содержанием хрома - 0,01-0,02%
IV-1	7	Нижнее течение руч. Талачи, левого притока р. Нинни	[22]	ВГХО (12 км ²) с содержанием хрома - 0,01-0,012%
IV-2	7	Левобережье р. Нинни, в 1,5 км ниже устья руч. Молодежный	[49]	ПМ. Серпентинизированные ультраосновные породы с обильной хромитовой минерализацией, развивающейся по мелким разноориентированным трещинам

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	4	Правый приток руч. Гимигин, правого притока р. Нинни	[22]	ВГХП (4 км) с содержанием хрома - 0,01-0,025%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-3	3	Верхнее течение р. Правый Амкан	[45]	ШО (5 км ²) с содержанием единичных зерен халькопирита, приуроченный к зоне тектонического меланжа на контакте курнальской и амканской свит
I-3	6	Бассейн рек Уркан, Сирик-Макит, Бочагор, Унья	[22, 45, 48]	ВГХО (345 км ²) с содержанием меди до 0,004-0,006%. В пределах ореола по данным штучного опробования тектонитов и метасоматически измененных пород выявлены содержания меди - до 0,01-0,5%
II-1	2	Бассейн правых притоков среднего течения руч. Ушмун	[22]	ВГХО (18 км ²) с содержанием меди (40-60)·10 ⁻⁴ %, никеля - до 60·10 ⁻⁴ %, ртути - до (17-74)·10 ⁻⁶ %
II-1	6	Бассейн правых притоков верхнего течения руч. Ушмун	[22]	ВГХО (18 км ²) с содержанием меди (40-50)·10 ⁻⁴ %, никеля - до 60·10 ⁻⁴ %, ртути - (10-16)·10 ⁻⁶ % и серебра - до 0,15 г/т
III-1	1	Бассейн правых притоков р. Тунгала, ниже руч. Нягда	[22, 34]	ВГХО (66 км ²) с содержанием меди (40-60)·10 ⁻⁴ %, ртути - (10-29)·10 ⁻⁶ %, золота - 0,004-1,0 г/т. На левобережье р. Тунгала, в 800 м ниже устья руч. Улагир, глыбы кварцитов с примазками малахита содержат 0,05-0,07% меди. Минералогическим анализом в бороздовых и штучных пробах с участка Тектонический (III-1-3) зафиксирован халькопирит в количестве 1-10 знаков
III-2	7	Бассейн р. Тунгала, выше руч. Голубой	[22]	ВГХО (75 км ²) с содержанием меди до (40-60)·10 ⁻⁴ %
III-3	16	Истоки р. Тунгала	-	ПМ. В плотике отработанной россыпи золота вскрыты линзовидные тела сульфидизированных пород основного состава мощностью 0,3-1,0 м и протяженностью первые десятки метров. Рудная минерализация: пирротин, пирит, халькопирит и магнетит в количестве 1-10%, иногда до 30-40%. По данным спектрального анализа штучных проб установлены: медь - до 0,1%; молибден - до 0,01%; золото - до 0,05 г/т
III-3	20	Водораздел истоков р. Тунгала и Ниж. Джелон, южнее ж.-д. трассы БАМ	-	ПМ. Сульфидизированные габбро пиканского комплекса с содержанием меди до 0,3%, серебра - 4 г/т
<i>Свинец</i>				
I-1	4	Нижнее течение руч. Светлый, Огоронская впадина	[22]	ВГХО (9 км ²) с содержанием свинца до 0,004%, кобальта - до 0,003%, золота - 0,025-0,8 г/т
I-3	1	Бассейн рек Уркан, Уркачан, Амкан, Сирик-Макит и Унья	[22]	ВГХО (556 км ²) с содержанием свинца 0,004-0,006%. В пределах ореола расположены шлиховые ореолы галенита (I-3-15; I-4-2, 11)
I-3	15	Водораздел рек Уркан и Уркан-Макит	[45]	ШО (5 км ²) с содержанием галенита в шлихах в количестве единичных (1-10) зерен
I-4	2	Бассейн правых притоков нижнего течения р. Унья	[45]	ШО (18 км ²) с содержанием галенита в шлихах в количестве единичных (1-10) зерен
I-4	11	Правый борт долины р. Унья, выше руч. Бол. Джега	[45]	ШО (18 км ²) с содержанием галенита в шлихах в количестве единичных (1-10) зерен
II-1	5	Бассейн междуречья Тунгала-Ушмун	[22]	ВГХО (3 км ²) с содержанием свинца (30-40)·10 ⁻⁴ %
<i>Никель</i>				
II-4	4	Верховья левого верхнего притока р. Нектер	[22]	ВГХО (9 км ²) с содержанием никеля 0,004-0,005%, хрома - до 0,012%. Приурочен к мощному горизонту метаморфизованных вулканитов бочагор-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ской свиты
III-1	16	Бассейн правых притоков р. Нинни, руч. Улэбир-Кан	[22]	ВГХО (230 км ²) с содержанием во вторичных потоках рассеяния: никеля - 0,004-0,01%, кобальта - до 0,0025%, хрома - 0,01-0,02%
III-1	17	Верховья руч. Встречный, правого притока р. Нинни	[34]	ПМ. Серпентинизированные ультрабазиты с содержанием никеля 0,1% и кобальта - до 0,01%
III-2	15	Вершина водораздела Нинни-Улэбир-Кан	-	ПМ. Серпентинизированные ультрабазиты с содержанием никеля 0,1-0,15%, кобальта - 0,01-0,02%, хрома - 0,07-0,15%, меди - до 0,01% и золота - до 0,05 г/т
IV-2	1	Водораздел р. Нинни-Улэбир-Кан	-	ВГХО (2 км ²) с содержанием никеля 0,01-0,06%, кобальта - 0,004-0,008%, хрома - 0,03-0,05% и меди - до 0,015%
IV-2	2	Правый борт долины р. Нинни, в 8 км выше устья руч. Улэбир-Кан	-	ВГХО (2 км ²) с содержанием никеля 0,01-0,05%, кобальта - 0,004-0,01%, хрома - 0,03-0,08%, меди - до 0,03%
IV-2	4	Правый борт долины р. Нинни, в 8 км выше устья руч. Улэбир-Кан	-	ПМ. Серпентинизированные ультрабазиты с содержанием никеля и хрома 0,1%, кобальта - до 0,015%
IV-2	6	Левый борт долины р. Нинни, в 9 км выше устья руч. Дек-Улэбир	[34]	ПМ. Серпентинизированные ультрабазиты с содержанием никеля 0,1-0,2%
<i>Молибден</i>				
IV-1	11	Среднее течение левого нижнего притока руч. Дек-Улэбир	[49]	ПМ. В штучной пробе из дробленых пиритизированных гранитов зейско-депского комплекса спектральным анализом установлен молибден в количестве 0,01%. Расположен в зоне Нинни-Сагайского разлома шириной около 500 м
IV-2	11	Истоки руч. Молодежный и Дек-Улэбир, левых притоков р. Нинни	[49]	ВГХО (4 км ²) с содержанием: молибдена 0,001-0,006%; олова - до 0,003%; серебра - до 30 г/т; бериллия - 0,003-0,006%. В контуре ореола расположен пункт минерализации молибдена (IV-2-12)
IV-2	12	Молодежный. Истоки руч. Молодежный, левого притока р. Нинни	[34, 49]	ПМ. Среди катаклазированных гранитов вачеланского комплекса делювиальные высыпки жильного кварца с пустотами выщелачивания, бедной вкрапленностью молибденита и налетами молибденовых охр. По данным спектрального анализа штучных проб выявлены содержания: молибдена - 0,003-0,06%; висмута - 0,01-1,0%; вольфрама - 0,01-0,02%; серебра - 10-30 г/т. По данным минералогического анализа протолок установлены: молибденит - до 0,54 г/шлих; кехлинит - до 1,83 г/шлих
IV-3	8	Правый борт приустевой части верхнего правого притока руч. Сагаян	[49]	ПМ. На площади развития гранитоидов зейско-депского комплекса широко развиты дайки кислого состава вачеланского комплекса. В развалах глыб лейкогранит-порфиров наблюдается густая вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита. Спектральным анализом определено 0,006% молибдена
IV-4	5	Правый борт долины р. Сагаян, выше устья руч. Вачелан	[50]	ВГХО (3 км ²) с содержанием молибдена - 0,0005-0,005%, вольфрама - 0,002-0,01%, олова - 0,0005-0,001%, свинца - 0,01-0,015%, серебра - 0,5-1,0 г/т. Приурочен к зоне Нинни-Сагайского разлома, представленной зоной дробленых пород, с интенсивной карбонатизацией и сульфидизацией
IV-4	6	Вачелан. Правый борт долины р. Сагаян, в 3 км выше устья руч. Вачелан	[33, 34, 50]	П. Прослежена широтная зона катаклазированных, хлоритизированных, грейзенизированных, окварцованных лейкогранитов на 7 км при ширине 100 м. Вскрытая зона на ширину 20 м насыщена кварцевыми жилами с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, молибденитом и многочисленными кварц-сульфидными жилками и прожилками, не-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				редко сопровождающимися грейзеновыми оторочками (флюорит, турмалин, топаз). По спектральному анализу штуффов содержание вольфрама достигает 1%, молибдена - 0,3-1% (в бороздовых пробах максимальное содержание молибдена - 0,005%), олова - 0,007%, свинца - 1%, висмута - 0,1%
IV-4	10	Левобережье р. Сагаян, в 2,5 км ниже устья руч. Тогой	[50]	ВГХО (1 км ²) с содержанием молибдена и олова 0,0005-0,005%, вольфрама - 0,002-0,005%, свинца и цинка - 0,006-0,015%. Приурочен к зоне Нинни-Сагаянского разлома, представленной зоной дробленных пород, с интенсивной карбонатизацией и сульфидизацией
<i>Вольфрам</i>				
I-1	2	Бассейны рек Уркан, Унья, Тукси и Тунгала	[34, 45, 47, 48, 49, 50]	ШО (3000 км ²) занимает северную и центральную части листа, где развиты условно средне-позднепалеозойские и юрские вулканогенно-терригенные образования. Содержание шеелита в шлихах составляет 1-10 зерен на 0,01 м ³ и является «фоновым» для площади развития этих толщ. Ореолы и потоки рассеяния с содержанием шеелита от 10-100 зерен на 0,01 м ³ до весовых (4 г/м ³) содержания имеют более локальное распространение и, как правило, приурочены к шлиховым ореолам рассеяния золота (I-1-5; I-2-10; II-1-8; II-2-1, 5; II-4-5)
I-3	9	Правобережье среднего течения руч. Алешкин, правого притока р. Катаут	[45]	ПМ. Жильный кварц, по данным спектрального анализа штуфной пробы содержащий 0,05% вольфрама
I-3	19	Левобережье р. Сирик-Макит, в 2 км ниже устья руч. Счастливый, левый борт мелкого распада	[45]	ПМ. Развал обломков (до 10x20x30 см) кварца с мелкими кристаллами горного хрустала. По данным спектрального анализа содержание вольфрама составляет 0,01%. По данным минералогического анализа содержание шеелита достигает весовых количеств
I-4	19	Водораздельный гребень приустьевой части долины руч. Бочагор и его мелкого левого распада	-	ПМ. Развалы милонитизированных песчаников, насыщенных кварцевыми прожилками. По данным спектрального анализа кварца установлено содержание вольфрама - 0,07%
I-4	37	Левобережье руч. Алтуша, в 1,5 км вверх от устья	-	ПМ. В развалах разлинзованных, милонитизированных песчаников обломки белого кварца. По данным спектрального анализа кварца установлено содержание вольфрама - 0,08%
I-4	44	Водораздел Джескогон-Елизаветинский	-	ПМ. Алевролиты с секущими прожилками кварца. По данным спектрального анализа кварца содержание вольфрама составляет 0,01%
<i>Олово</i>				
IV-1	20	Среднее течение руч. Бол. Бобылек	[34]	ШП (3 км) с содержанием касситерита, золота и шеелита в количестве единичных знаков на шлих
IV-2	8	Руч. Молодежный, лев. приток р. Нинни	[22]	ВГХП (5 км) с содержанием олова 0,001-0,002%, ртути - (16-22)·10 ⁻⁶ %, кобальта - 0,0020%
IV-2	10	Истоки руч. Дек-Улэбир и Молодежный, левых притоков р. Нинни	[49]	ШО (9 км ²) с содержанием касситерита 1-50 зерен, в одном случае - 0,038 г/шлих. Касситерит крупнокристаллический размером до 1,5 мм. В ассоциации с ним, в количестве единичных знаков, отмечаются кехленит, висмутит, самородный висмут, золото, шеелит, торит. В контур ореола входит ВГХО (IV-2-11) и известно молибден-висмутный пункт минерализации (IV-2-12)
IV-3	7	Бассейн р. Сагаян	[25, 49]	ШО (170 км ²) с содержанием касситерита 1-70 зерен, в одном случае - 0,015 г/шлих. Размер зерен не превышает 0,1-0,2 мм. Ореол вытянут узкой полосой вдоль Нинни-Сагаянского разлома

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	8	Правый борт приустьевой части долины руч. Вачелан	[34]	ПМ. Лимонитизированные гранит-порфиры с содержанием олова 0,01-0,03%
IV-4	9	Река Сагаян, ниже устья руч. Вачелан	[22]	ВГХП (10 км) с содержанием олова 0,0005-0,002% и вольфрама - до 0,0006%
<i>Ртуть</i>				
I-2	4	Бассейн руч. Березовый	[22]	ВГХО (23 км ²) выделен по контрастным потокам ртути с содержанием до 69·10 ⁻⁶ %. Совпадает контурами со шлиховым ореолом рассеяния киновари (I-2-5). Известный в пределах ореола пункт минерализации ртути (I-2-9) слабо фиксируется в потоках рассеяния, наиболее контрастные потоки приурочены к крайней южной части ореола
I-2	5	Среднее течение руч. Березовый	[47]	ШО (12 км ²) с содержанием киновари 1-98 зерен на 0,01 м ³ породы. Приурочен к зоне тектонического шарьяжа, по которому юрские отложения курнальской и амканской свит надвинуты на условно среднепалеозойские образования теплоключевской свиты. В пределах ореола, в головке контрастного шлихового потока, известен пункт минерализации киновари (I-2-8)
I-2	6	Бассейн верхнего течения руч. Уркачан	[22]	ВГХО (46 км ²) выделен по малоконтрастным, но протяженным потокам ртути с содержанием (10-25)·10 ⁻⁶ %. В контуре аномалии установлен шлиховой ореол рассеяния киновари (I-2-7), и известны пункты минерализации ртути (I-2-8; I-3-4, 5)
I-2	7	Бассейн верхнего течения руч. Уркачан	[45, 47]	ШО (34 км ²) с содержанием киновари 1-24 зерна, в одном шлихе - 0,45 г на 0,01 м ³ . Приурочен к площади развития пород курнальской и амканской свит, в которых известны минерализованные зоны трещиноватости с ртутной минерализацией (I-2-8; I-3-4, 5). В центральной части ореола в шлихах отмечается до 1-3 знаков золота. Зерна золота мелкие, чешуйчатой, иногда проволоочной формы, окатанные. Отмечено неокатанное зерно, покрытое зеленоватыми охрами окисленных сульфидов. Контур ореола совпадает с ВГХО ртути (I-2-6)
I-2	8	Северный. Истоки руч. Северный, правого притока руч. Уркачан	[47]	ПМ. Среди песчаников курнальской свиты выявлена субмеридиональная минерализованная зона повышенной трещиноватости, которая фиксируется шлиховым ореолом рассеяния киновари длиной 700 м при ширине 50-150 м. Содержание киновари - от единичных зерен до 9 г/м ³ , обычно не менее 10 зерен на шлих. Этот ореол подтверждается результатами спектрометаллометрического опробования; содержание ртути в пробах - 0,00001-0,03%. В центральной части шлихового ореола канавой вскрыта зона брекчированных каолинизированных песчаников с неполной мощностью - 7,0 м. В штучных пробах, взятых из зоны, спектральным анализом определено 0,003-0,02% ртути
I-2	9	Соседний. Среднее течение руч. Соседний, левого притока руч. Березовый	[47]	ПМ. На правом борту руч. Соседний в головке шлихового потока киновари с содержанием до 62 зерен на шлих выявлен спектрометаллометрический ореол рассеяния ртути (0,00001-0,06%) размером 200x500 м, выгнутый в северо-восточном направлении. По данным спектрального анализа штучных проб, отобранных из крупнозернистых песчаников, разбитых трещинами северо-восточного направления, содержание ртути составило 0,002-0,01%
I-3	4	Истоки руч. Уркачан	[47]	ПМ. В деловии встречены слабо окварцованные брекчированные песчаники амканской свиты. В протолочке из этих песчаников выявлено 1 зерно киновари, и спектральным анализом штучной пробы установлено содержание ртути 0,002%
I-3	5	Начальный. Право-	[47]	ПМ. В поле развития пород амканской свиты, соб-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		бережье верхнего течения руч. Уркачан		ранних в узкие, запрокинутые к северу складки широтного простирания, выявлена и прослежена канавами на 400 м крутопадающая зона трещиноватости северо-западного простирания (аз. 340-350°) при мощности 75-80 м. По плоскостям трещин установлена рассеянная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, киноварь). Содержание киновари в протолочках 1-22 знака. По данным спектрального анализа штучных и бороздовых проб содержания составляют: ртути - 0,0003-0,003%; кобальта - 0,001-0,02%; меди, свинца и цинка - 0,001-0,01%. На восточном фланге минерализованной зоны трещиноватости канавой вскрыто рудное тело, приуроченное к замковой части узкой (ширина 1 м) антиклинали широтного простирания. Ядро ее сложено песчаниками, крылья - тонкопереслаивающимися алевролитами и песчаниками. Киноварь образует примазки и прожилки мощностью до 2-3 мм, приуроченные к субмеридиональным трещинам. Наиболее богатое оруденение приурочено к каолинизированным перемятым породам сводовой части складки. Химическим анализом бороздовых проб установлено содержание ртути - 0,049-0,147%, среднее - 0,104% на мощность 1,4 м. По простиранию рудное тело не прослежено
I-3	25	Истоки правого верхнего притока р. Уркан	[22, 45]	ВГХП (3 км) с содержанием ртути до $48 \cdot 10^{-6}\%$. Здесь же установлен шлиховой поток киновари длиной 0,9 км
I-3	30	Бассейн правых нижних притоков руч. Уркан-Макит	[22]	ВГХО (3,6 км ²) выделен по малококонтрастным потокам ртути с содержанием (8-14) $\cdot 10^{-6}\%$
I-3	42	Правые притоки верховьев р. Сирик-Макит	[22, 45]	ВГХО (4 км ²) выделен по малококонтрастным потокам ртути с содержанием до $16 \cdot 10^{-6}\%$. В пределах ореола по мелким распадам выявлены короткие (0,5 км) шлиховые потоки киновари
I-4	3	Бассейн нижнего течения рек Сирик-Макит и Бочагор	[22]	ВГХО (100 км ²) выделен по контрастным потокам ртути с содержанием до $74 \cdot 10^{-6}\%$. В его контуре установлены два ШО киновари (I-4-10, 33)
I-4	7	Бассейн левых притоков руч. Бол. Джега	[22]	ВГХО (7 км ²) выделен по малококонтрастным потокам ртути с содержанием до $12 \cdot 10^{-6}\%$. Приурочен к тектоническому блоку пород бочагорской свиты
I-4	10	Бассейн нижнего течения руч. Джескогон	[45, 48]	ШО (9 км ²) киновари с содержанием в шлихах в количестве единичных зерен
I-4	33	Бассейн руч. Елизаветинский и Бочагор	[45, 48]	ШО (13 км ²) киновари с содержанием в шлихах в количестве единичных зерен
II-1	3	Бассейн среднего течения р. Ушмун	[34, 47]	ШО (26 км ²) с содержанием киновари 1-4 зерна на 0,01 м ³ породы. Совместно с ней в шлихах присутствуют шеелит, золото, барит. Ореол приурочен к тектоническому блоку, сложенному породами теплоключевской свиты. В пределах ореола выявлены контрастные вторичные потоки рассеяния меди, никеля, ртути, марганца и кобальта (II-1-1, 2)
II-1	4	Бассейн рек Четканда и Чампула	[47]	ШО (86 км ²) с содержанием киновари 1-10 зерен на 0,01 м ³ породы. Ореол приурочен к площади распространения пород теплоключевской и гармаканской свит в южном крыле Чампулинского разлома. В ассоциации с киноварью установлены шеелит и реже - золото
II-1	7	Бассейн р. Тунгала и Тукси	[34, 47, 49]	ШО (670 км ²) включает большое количество потоков рассеяния киновари, 70% всех отобранных шлихов содержат киноварь в количестве 1-50 зерен, а также делювиальные шлиховые ореолы нередко с весовыми содержаниями. Ореол приурочен к площади развития вулканогенно-осадочных пород теплоключевской и гармаканской свит

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	10	Загадочный. Истоки руч. Горелый - правого притока р. Нягда	[38, 47]	ПМ. Зоны дробления северо-западного и субмеридионального простирания мощностью от 0,1-0,2 до 2,5 м в палеозойских серицит-кварцевых сланцах и метаморфизованных вулканитах. Падение зон дробления северо-западного простирания – на северо-восток под углами 30-70°, субмеридиональных – на восток под углами 30-60°. Обломочный материал пород в зонах дробления сцементирован лимонитизированным материалом, в отдельных случаях содержащим редкую мелкую вкрапленность киновари (отмечена только под бинокуляром). Лимонитизации, а также окварцеванию и серицитизации на расстояние до нескольких метров подвержены также различные породы, вмещающие зоны дробления. Содержания ртути по данным спектральных анализов бороздовых и штупфных проб в зонах дробления и гидротермально измененных вмещающих породах, составляют 0,0006-0,3% (обычно тысячные реже сотые доли %). В пределах участка (1,8 км ²) установлены литохимические аномалии ртути с содержанием 0,00001-0,0001%, в отдельных точках достигающие 0,001-0,002%. Оценка перспектив на возможность выявления ртутоносных зон с промышленным оруденением отрицательная
II-2	3	Бассейн левых притоков р. Тукси, ниже руч. Чачогур	[47]	ШО (9 км ²) с содержанием киновари единичные знаки. Расположен на площади развития образованной джескогонской свиты и приурочен к зоне Чампулинского разлома
II-3	3	Верхнее течение руч. Гачали и Сирик, левых притоков р. Тукси	[48]	ШО (10 км ²) с содержанием киновари 1-50 зерен. Ореол приурочен к породам нектерской свиты, насыщенным пластами метабазальтов
II-3	4	Бассейн руч. Мантурин, левого притока р. Тукси	[22]	ВГХО (90 км ²) выделен по малококонтрастным потокам ртути с содержанием (10-143)·10 ⁻⁶ %
II-3	5	Бассейн руч. Мантурин и Нектер, левых притоков р. Тукси	[48]	ШО (80 км ²) с содержанием киновари от 1 до 10 зерен на шлих
III-1	2	Бассейн правых притоков р. Тунгала, руч. Попутный, Зимний и Тектонический	[20, 38]	ВГХО (20 км ²) выявлен литогеохимическими поисками масштаба 1:25 000; содержания ртути - 0,00001-0,004%. На площади этого ореола детализационными работами масштаба 1:5 000 установлены локальные аномалии ртути с содержанием 0,00003-0,005%. В пределах наиболее контрастных аномалий канавами вскрыты минерализованные зоны дробления с ртутной минерализацией
III-1	3	Тектоническое. Левобережье руч. Зимний, правого притока р. Тунгала	[16, 34, 47]	П. В серицит-кварцевых графитизированных сланцах канавами вскрыта зона ртутной минерализации, приуроченная к тектоническому нарушению близмеридионального простирания и к оперяющим его более мелким разрывам. Длина прослеженной части зоны ртутной минерализации составляет 530 м, мощность 0,2-13,5 м. Содержание ртути только в отдельных пробах превышает 0,1% (максимальное - 0,4%), обычно же составляет сотые и тысячные доли %
III-1	4	Опавшие листья. Водораздел руч. Попутный и Зимний, правых притоков р. Тунгала	[34]	ПМ. При заверке шлихового ореола киновари (содержание в шлихах - до 2,6 г/м ³) в серицит-кварцевых графитизированных сланцах канавами вскрыта минерализованная киноварью зона дробления с интенсивно диккитизированным обломочным материалом. Мощность зоны 0,5-0,8 м, простирание широтное, прослеженная длина 200 м. Содержание ртути в одном сечении - 0,15%, в остальных - сотые и тысячные доли %
III-1	8	Осенний. Правобе-	[16]	ПМ. При детализации вторичного ореола рассея-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		режье руч. Попутный, правого притока р. Тунгала, в 1,5 выше устья		ния ртути (III-1-1) тремя канавами на протяжении 150 м прослежена зона дробления в серицит-кварцевых графитизированных сланцах с интенсивно диккитизированным обломочным материалом. Простираение зоны близмеридиональное, мощность 2,0-3,6 м, содержание ртути в одной бороздовой пробе - 0,2% на 1 м, в остальных - сотые и тысячные доли %
III-1	9	Тунгалинский. Правобережье р. Тунгала, в 2 км ниже устья руч. Попутный	[34]	ПМ. Канавой на ширину 10 м вскрыта минерализованная зона дробления с вкрапленностью киновари. Она приурочена к дайке диорит-порфиритов северо-западного (аз. 340°) простираения и, возможно, представляет южный фланг проявления Тектонического (III-1-3). Бороздовым опробованием выделен интервал 4,30 м с содержанием ртути 0,01-0,06%. На остальной части канавы содержания ртути не превышают 0,002-0,008%. В 500 м юго-восточнее на правом борту р. Тунгала канавой вскрыта зона рассланцевания и лимонитизации по метаморфизованным вулканитам шириной 23 м. Бороздовым опробованием выделен трехметровый интервал с содержанием ртути 0,01%. В ассоциации с ртутью отмечаются никель, сурьма, реже - медь
III-2	2	Бассейн верхнего течения р. Тунгала	[22]	ВГХО (100 км ²) выделен по вторичным потокам рассеяния ртути с содержанием (10-43)·10 ⁻⁶ %
III-2	13	Истоки руч. Улэбир-Кан, правого притока р. Нинни	[34, 50]	ШО (13 км ²) с содержанием киновари 1-10 зерен. Совместно с киноварью отмечаются единичные зерна золота, пирита, арсенопирита и халькопирита
III-3	1	Бассейн руч. Джелон, Ниж. Джелон и Камнега, правых притоков р. Тукси	[22]	ВГХО (45 км ²) выделен по контрастным вторичным потокам рассеяния ртути с содержанием (122-247)·10 ⁻⁶ %
III-4	5	Верховья руч. Поворотный, правого притока р. Тукси	[22]	ВГХО (27 км ²) выделен по контрастным потокам ртути с содержанием (110-184)·10 ⁻⁶ % и кобальта (25-50)·10 ⁻⁴ %
IV-1	9	Бассейн среднего течения руч. Талачи	[22]	ВГХО (21 км ²) выделен по малококонтрастным потокам ртути с содержанием (16-74)·10 ⁻⁶ %
IV-1	17	Нижнее течение руч. Мал. Бобылек	[34, 49]	ШП длиной 8 км с содержанием киновари 1-10 зерен
<i>Мышьяк</i>				
I-4	1	Р. Унья, ниже устья р. Сирик-Макит	[45]	ШО (9 км ²) с содержанием арсенопирита и реальгара в количестве единичных знаков
IV-1	13	Левый борт долины руч. Мал. Бобылек, бассейн руч. Колба	-	ВГХО (10 км ²) с содержанием мышьяка 0,003-0,01%. В ассоциации с ним отмечаются: золото - 0,004-0,4 г/т; серебро - 0,2-0,7 г/т; олово - 0,001-0,005%; молибден - 0,0004-0,0006%; медь - 0,006-0,03%; вольфрам - 0,0004-0,0015%; висмут - 0,0006-0,003%; бор - 0,01-0,015%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	5	Бассейн среднего течения р. Четканда	[47]	ШО (28 км ²) с содержанием золота 1-11 знаков и размером зерен от 0,4 до 1,5 мм. Золотины имеют пластинчатую форму, окатаны, с изъеденными краями, поверхность ямчатая, шероховатая, цвет золотисто-желтый. Совместно с золотом встречаются шеелит (до 10-50 зерен), магнетит, киноварь, пирит, циркон, реже - гранат, турмалин. Ореол приурочен к зоне Чампулинского разлома
I-2	1	Бассейн руч. Баласкит	[22]	ВГХО (29 км ²) с содержанием золота в потоках рассеяния 0,02-0,12 г/т. Во вторичных ореолах рассеяния установлены содержания золота - 0,01-0,05 г/т
I-2	2	Истоки руч. Баласкит		ПМ. Рассланцованные серицитизированные алевриты с кварц-альбитовыми прожилками. Содержание золота - 0,6 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	10	Бассейны рек Унья, Сирик-Макит, Амкан, Уркачан и Уркан	[51]	ШО (630 км ²) в пределах которого установлено золото в количестве от единичных знаков до 9 г/м ³ . Золото в шлихах крупное, пластинчатое, реже - комковатое, хорошо окатанное. В ассоциации с ним находятся шеелит и киноварь. В пределах ореола располагаются практически все промышленные россыпи золота территории листа
I-2	12	Правобережье руч. Туги-Макит, левого притока р. Уркан, в 450 м выше его первого левого притока	[47]	ПМ. В коренном обнажении у уреза воды выходят крупнозернистые рассланцованные песчаники (джескогонская свита), которые вмещают согласную со сланцеватостью (аз. пад. 25°, угол 10°) кварцевую жилу мощностью 2-10 см. Кварц обохрен и несет кучную вкрапленность пирита. В протолочке весом 0,8 кг установлено 1 зерно золота. Спектральным анализом золото не обнаружено
I-3	11	Бассейн левых притоков р. Сирик-Макит и Уркан-Макит, руч. Счастливый, Алексеевский и Амканчик	[22]	ВГХО (24 км ²) с содержанием золота 0,003-0,1 г/т; среднее - 0,011 г/т. В ассоциации с ним выявлены: серебро - 0,1-0,5 г/т, вольфрам - 0,0005-0,005%, мышьяк - 0,003-0,01%. В контуре ореола расположены проявления (I-3-16, 17), пункты минерализации (I-3-26, 27) и россыпные месторождения (I-3-20, 21, 22, 23) золота
I-3	12	Правый борт р. Сирик-Макит, в 2200 м выше устья руч. Катаут	[9]	ПМ. Будинированный флиш с кварцевыми прожилками. Содержание золота в штуфной пробе по данным пробирного анализа - 9,6 г/т
I-3	16	Алексеевское. Исток руч. Алексеевский, левого притока руч. Уркан-Макит	[42, 45, 48, 53]	П. Секущие слоистость вмещающих пород кварцевые жилы северо-восточного простирания мощностью 0,2-3,0 м. Азимут падения 140-170°, угол 50-70°. Содержание золота по данным пробирного анализа - 1,8-7 г/т
I-3	17	Счастливое. Левый борт среднего течения руч. Счастливый, левого притока р. Сирик-Макит	[42, 45, 48, 53]	П. Кварцево-жилые зоны северо-восточного простирания (40-70°) с падением на юго-восток (130-170°) под углами 50-75°. Содержание золота по данным пробирного анализа - до 22 г/т. Наиболее продуктивной является жила «Грот», прослеженная на 300 м при средней мощности 0,7 м. Среднее содержание по жиле - 2,8 г/т при вариациях от 0,02 до 14,2 г/т
I-3	18	Правый борт р. Сирик-Макит, в 2600 м выше устья руч. Катаут	[9]	ПМ. Песчаники с согласными квиважу кварцевыми прожилками мощностью 1,5-2,0 см. Содержание золота в штуфной пробе по данным пробирного анализа - 1,2-2,6 г/т
I-3	24	Правый борт р. Сирик-Макит, в 1500 м ниже устья руч. Счастливый	[9]	ПМ. Брекчированный обохренный песчаник; содержание золота в штуфной пробе по данным пробирного анализа - 1,0 г/т. В песчаниках - секущая кварцевая жила с сульфидами; содержание золота в штуфной пробе - 1,4 г/т
I-3	26	Долина руч. Уркан-Макит, в 250-500 м выше руч. Дорожный	[42]	ПМ. В коренных обнажениях правого и левого бортов ручья выявлены пластовые кварцевые жилы мощностью до 1,0 м. Из них отобрано 5 штуфных проб. Результаты лабораторных анализов дали содержание 0,4 г/т в 4 пробах
I-3	27	Руч. Алексеевский, в 1300 м вверх от устья	[9]	ПМ. В плотике россыпи из зоны прожилкового окварцевания отобрано 3 борздовых пробы длиной 2,0 м. Содержание золота по данным пробирного анализа составило 0,6; 1,4; 0,6 г/т. Среднее содержание - 0,87 г/т на мощность 6 м
I-3	29	Левый борт правого верхнего притока р. Уркан	[45]	ВГХО (1,5 км ²) с содержанием золота в 4 донных пробах 0,01-0,08 г/т
I-3	36	Правый приток руч. Григорьевский, правого притока р. Сирик-Макит	[9]	ПМ. В плотике отработанной россыпи из зоны прожилкового окварцевания отобрано 4 борздовых пробы длиной 2,0 м. Содержание золота по данным пробирного анализа составило: 0,2; 0,4; 0,28; 0,64 г/т. Среднее содержание - 0,38 г/т на мощность 8 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	38	Верховья р. Сирик-Макит, бассейн левых притоков, руч. Офицерский	[22, 45]	ВГХО (7,5 км ²) с содержанием золота в донных потоках 0,01-0,08 г/т (Степанов, 1974) и 0,004-0,006 г/т (Домчак, 2003). В пределах ореола отработана россыпь золота руч. Офицерский (I-3-39)
I-3	41	Истоки руч. Григорьевский и Джескогон	[22, 45]	ВГХО (12 км ²) с содержанием золота в потоках рассеяния 0,01-0,08 г/т (Степанов, 1974) и 0,004-0,06 г/т (Домчак, 2003). По данным литохимических поисков масштаба 1:50 000 в рыхлых отложениях выявлены аномалии с содержанием золота 0,004-0,01 г/т (Домчак, 2003). В контуре ореола находится головка золотоносной россыпи (I-3-37) и шлиховые потоки золота
I-4	5	Бассейн правых притоков нижнего течения р. Сирик-Макит, ниже руч. Джескогон	[22, 45]	ВГХО (9 км ²) с содержанием золота в потоках рассеяния 0,01-0,08 г/т (Степанов, 1974) и 0,004-0,06 г/т (Домчак, 2003). В рыхлых отложениях выявлены ореолы рассеяния с содержанием золота 0,004-0,03 г/т. По ручью, впадающему в р. Сирик-Макит ниже руч. Джескогон, выявлен шлиховой поток золота
I-4	8	Правый борт р. Сирик-Макит, в 0,8 км выше устья руч. Джескогон	[9]	ПМ. В плотике отработанной россыпи из зоны прожилкового окварцевания в породах амканской свиты отобрано 10 борздовых проб длиной 2,0 м с содержанием золота по данным пробирного анализа 0,2-2,4 г/т, среднее - 0,55 г/т на 20 м
I-4	13	Бассейн руч. Аркановский и Джескогон, правых притоков р. Сирик-Макит	[22, 45]	ВГХО (34 км ²) с содержанием золота в потоках рассеяния 0,01-1,0 г/т (Степанов, 1974) и 0,004-0,1 г/т (Домчак, 2003). В рыхлых отложениях по данным поисков масштаба 1:50 000 выявлены ореолы рассеяния с содержанием золота 0,004-0,04 г/т (Домчак, 2003). По данным поисков масштаба 1:10 000 выявлены вторичные ореолы рассеяния с содержанием золота 0,003-0,08 г/т, мышьяка - 0,003-0,015%, вольфрама - 0,0003-0,003%, серебра - 0,5-0,8 г/т; молибдена - 0,0005-0,0015% и меди - 0,006-0,008%
I-4	17	Среднее течение руч. Аркановский, ниже правого притока	-	ПМ. В головке отработанной россыпи золота - скальные выходы рассланцованных алевролитов, насыщенных системой разноориентированных жил и линз кварца. В штупной пробе жильного кварца содержание золота составило: по данным спектрального анализа - более 1 г/т; по данным атомно-абсорбционного анализа - 0,7 г/т
I-4	18	Левый борт руч. Джескогон, в 700 м выше устья руч. Мординский	[9]	ПМ. В водоотводной канаве коренные скальные выходы окварцованного будинированного флиша. Из полотна канавы отобрано 10 борздовых проб длиной 2,0 м. Содержание золота - 0,2-1,2 г/т, среднее - 0,74 г/т на 20 м
I-4	21	Устье р. Бочагор, правый борт террасы	-	ПМ. Скальные выходы алевролитов амканской свиты в восточном борту отработанной террасовой россыпи золота в устье руч. Бочагор. Породы секутся вкрест сланцеватости микропрожилками белого кварца мощностью 1-3 мм. На плоскостях сланцеватости - бурые охристые линзочки лимонита до 2-4 мм в поперечнике. Содержание золота по данным атомно-абсорбционного анализа - 0,41 г/т
I-4	24	Бассейн нижнего течения руч. Бочагор и левых притоков р. Унья	-	ВГХО (22 км ²) с содержанием золота 0,003-0,2 г/т, вольфрама - 0,0003-0,007%, мышьяка - 0,003-0,007%, серебра - 0,1-0,7 г/т, молибдена - 0,0005-0,002%, меди - 0,0060-0,01%. В пределах ореола расположены промышленные россыпи бассейна р. Бочагор и ряд пунктов минерализации золота
I-4	25	Правый борт долины р. Бочагор, русло руч. Второй, в 500 м выше устья	-	ПМ. В русле ручья скальные выходы рассланцованных алевролитов амканской свиты, содержащие сеть секущих тонких (0,5-2 мм) прожилков кварца. Содержание золота в штупной пробе по данным атомно-абсорбционного анализа - 2,35 г/т
I-4	26	Правый борт в устье	-	ПМ. Скальные выходы рассланцованных алевро-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		второго левого притока р. Унья, выше руч. Бочагор		литов амканской свиты, насыщенных системой разноориентированных прожилков альбит-кварцевого состава. Содержание золота в штуфной пробе по данным атомно-абсорбционного анализа - 2,61 г/т
I-4	28	Аркановский. Верховья руч. Аркановский, водораздел с его правым притоком	[45]	ПМ. Милонитизированные и окварцованные известняки бочагорской свиты в зоне разлома северо-восточного простирания. В штуфных пробах из окварцованных известняков содержания золота достигают 0,2-0,8 г/т, а в протолочках установлены знаки золота, шеелита, галенита и арсенопирита
I-4	30	Правый борт руч. Беляевский, в 350 м вверх от устья	-	ПМ. Делювиальные развалы рассланцованных алевролитов бочагорской свиты, содержащих секущие прожилки кварца мощностью 0,5-1,5 см. Содержание золота в штуфной пробе по данным атомно-абсорбционного анализа - 1,86 г/т
I-4	32	Елизаветинский. Правый борт руч. Елизаветинский, в 1 км от устья	[48]	ПМ. В головке отработанной россыпи золота на правом берегу ручья канавами вскрыто несколько сложных по форме жил кварц-хлорит-карбонатно-сульфидного состава. Азимут простирания жил 320°, мощность от 5-10 см до 1,2 м. Жилы имеют полосчатое строение за счет чередования полос серого и зеленоватого кварца. По границам разновидностей кварца расположены прожилки сульфидов (пирит, арсенопирит, пирротин, галенит, халькопирит). В протолочках штуфных проб из кварц-сульфидных жил обнаружено 1-8 пылевидных знаков золота. Пробирный анализ бороздовых проб обнаружил лишь «следы» золота. В процессе ГДП-200 жилы переопробованы, установлены содержания золота - до 0,005-0,01 г/т
I-4	34	Истоки руч. Гнилой, второго от устья левого притока р. Бочагор	-	ПМ. На водораздельном гребне развилков ручья - нарушенные скальные выходы переслаивающихся песчаников и алевролитов, которые интенсивно рассланцованы, будинированы и имеют характерную брусчатую отдельность. Породы через 0,5-2 см рассечены сетью поперечных трещин с тонкими кварцевыми прожилками, насыщенными бурыми лимонитовыми охрами. Содержание золота в штуфной пробе по данным атомно-абсорбционного анализа - 4,82 г/т. Спектральным анализом установлены: серебро - 0,7 г/т, вольфрам - 0,001% и сурьма - 0,0015%
I-4	35	Петропавловский рудник. Водораздел Унья-Бочагор	[45]	ПМ. Известен с 1888 г. К настоящему времени сохранились два рудных шурфа с обвалившейся крепью, материалы о результатах работ не сохранились. Проявление изучено в процессе геологической съемки (1973 г.). Вскрыта канавами и прослежена на 140 м кварцевая жила мощностью 0,3-0,5 м, азимут падения 140°, угол падения 70°. Минералогическим анализом бороздовых проб установлены единичные знаки золота, арсенопирита и шеелита. В одной штуфной пробе из отвала старого рудного шурфа установлено содержание золота - 1 г/т. В остальных пробах содержания золота не более 0,01 г/т золота
I-4	40	Плотик отработанной россыпи на правой террасе руч. Бочагор, в 350 м ниже устья руч. Богатый	[9]	ПМ. В плотике россыпи из прожилково-окварцованных пород бочагорской свиты отобрано 5 бороздовых проб длиной 2 м. Содержание золота по данным пробирного анализа составило 0,6-0,8 г/т, среднее - 0,72 г/т на 10 м
I-4	41	Плотик отработанной россыпи на правой террасе руч. Бочагор, в 200 м ниже устья руч. Богатый	[9]	ПМ. В плотике россыпи из прожилково-окварцованных пород бочагорской свиты отобрано 25 бороздовых проб длиной 2 м. Содержание золота по данным пробирного анализа составило 0,2-1,8 г/т, среднее - 0,55 г/т на 50 м
I-4	46	Вершина первого	[42]	ПМ. Взятые из кварцевых развалов штуфные про-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		снизу левого притока руч. Елизаветинский		бы показали содержание золота - до 0,8 г/т
II-1	8	Бассейн р. Тунгала и правых притоков нижнего течения р. Тукси	[51]	ШО (530 км ²) с содержанием золота от 1-10 зерен на 0,01 м ³ до 1 г/м ³ . Золото пластинчатой формы, очень редко комковатое, окатанное. Преобладает фракция 0,3-0,5 мм. В ассоциации с золотом находятся киноварь и шеелит. В контуре ореола расположены промышленные россыпи золота
II-2	1	Бассейн верхнего течения р. Тукси и Гачали	[47]	ШО (45 км ²) с содержанием золота 1-10 зерен на 0,01 м ³ . Золото средней крупности, пластинчатой формы, окатанное. Контролируется зоной Чампулинского разлома и приурочен к площади развития образований бочагорской и нектерской свит
II-2	2	Междуречье Тукси-Чачогур	-	ВГХО (1,1 км ²) с содержанием золота 0,003-0,02 г/т и вольфрама - 0,0003-0,0005%. Приурочен к зоне Чампулинского разлома
II-2	5	Бассейн рек Тукси, Чампула и Гачали	[47]	ШО (70 км ²) с содержанием золота 1-16 зерен на 0,01 м ³ . Золото средней крупности, пластинчатой формы, окатанное. Ореол приурочен к площади развития пород теплоключевской и гармаканской свит и контролируется зоной Чампулинского разлома
II-4	3	Верхнее течение рек Нектер и Талома 1-я	[48]	ШО (12 км ²) с содержанием золота 1-10 зерен на 0,01 м ³ . В ассоциации с золотом находится шеелит с содержанием 1-50 зерен
II-4	5	Бассейн руч. Мантурин, Нектер, Талома 1-я, Талома 2-я, левых притоков р. Тукси	[48]	ШО (530 км ²) с содержанием золота от 1-10 зерен на 0,01 м ³ до 1 г/м ³ . В ассоциации с золотом находится шеелит, достигающий по рр. Талома 1-я и Талома 2-я содержания 50-100 знаков на шлих
III-3	8	Правобережье среднего течения руч. Джелон	[29]	ПМ. Развалы обломков молочно-белого кавернозного кварца. По данным спектрального анализа штучной пробы, содержание золота - 0,3 г/т. В начале XX века в кварце из аллювия руч. Джелон (точное местоположение неизвестно) обнаружено содержание золота 8 золотников в 100 пудах породы - 20,8 г/т (Тихонов, 1950)
III-3	19	Истоки р. Тунгала, около ж.-д. трассы БАМ	[29]	ПМ. Развалы обломков белого сливниного кварца. По данным спектрального анализа штучной пробы содержание золота - 0,3 г/т
III-3	21	Междуречье рек Нинни и Прав. Нинни	-	ВГХО (1 км ²) с содержанием золота 0,004-0,015 г/т
IV-1	1	Бассейн р. Нинни	[34, 49]	ШО (200 км ²) с содержанием золота и касситерита 1-10 зерен на шлих. Отмечаются единичные зерна хромита
IV-1	6	Бассейн левых притоков руч. Талачи	[22]	ВГХО (21 км ²) с содержанием золота в потоках рассеяния 0,03-0,3 г/т
IV-3	5	Бассейн верховьев р. Сагаян и руч. Майхорух	[22]	ВГХО (8 км ²) с содержанием золота в потоках рассеяния 0,06-0,3 г/т
IV-4	1	Правый борт среднего течения руч. Оногох	[34]	ПМ. Делювиальные развалы тектонических сланцев с содержанием золота 0,5 г/т
IV-4	4	Р. Сагаян, ниже устья руч. Вачелан	[25]	ШП длиной 18 км с содержанием в шлихах: золота - до 60 зерен, киновари - до 15 зерен, касситерита - до 100 зерен, шеелита - до 100 зерен
<i>Серебро</i>				
IV-1	14	Бассейн руч. Мал. и Бол. Бобылек	[22]	ВГХО (26 км ²) с содержанием в донных потоках серебра 0,15-0,3 г/т, свинца - 0,003-0,004%, золота - 0,04 г/т
IV-2	13	Истоки ручья, правого притока р. Прав. Орловка	[22]	ВГХО (2,6 км ²) с содержанием в донных потоках серебра до 0,3-0,6 г/т
IV-3	10	Истоки ручья, правого притока р.	[22]	ВГХП (3,8 км) с содержанием серебра 0,1-0,3 г/т и золота - 0,005 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Прав. Орловка		
IV-3	11	Верховья руч. Годличи, лев. притока руч. Вачелан	[22]	ВГХП (3,8 км) с содержанием серебра 0,1-0,2 г/т и золота - 0,005 г/т
<i>Платина и платиноиды</i>				
I-4	43	Правобережье руч. Бочагор, в 900 м ниже устья руч. Поднебесный	-	ПМ. В плотике головки отработанной террасовой россыпи золота среди будинированных переслаивающихся песчаников и алевролитов верхнеджекогонской подсвиты выявлены зоны графитизированных милонитов мощностью до 50 м (аз. пад. 190 \angle 10-30 $^\circ$), содержащих линзы лиственитизированных метабазальтов мощностью 0,5-3,0 м. Эти породы контрастно выделяются охристой окраской, в них отмечается мелкая рассеянная сульфидная минерализация (около 1%), по трещинам отмечаются тонкие друзовидные корочки вторичных минералов белого цвета. По данным метода ICP-MS в штуфной пробе лиственитизированных метабазальтов выявлено содержание платины - 0,14 г/т. Спектральным анализом установлены содержания мышьяка - 0,003-0,006% и золота - 0,002-0,005 г/т
III-2	14	Междуречье Нинни-Улэбир-Кан	[27]	ГА, МА (50 км 2). Положительная гравитационная аномалия интенсивностью 6-10 мГал на фоне 10-20 мГал и положительная магнитная аномалия 0-400 нТл на фоне 0-(-100) нТл. Аномалии приурочены к телу диоритов зейско-депского комплекса, насыщенных мелкими телами и дайками габброультрабазитов ниннинского комплекса
III-3	5	Правый борт приустевой части долины руч. Джелон, правого притока р. Тукси	-	ПМ. В пробе базальтов тунгалинского комплекса методом ICP-MS установлена платина - 0,62 г/т
IV-2	3	Правый борт долины р. Нинни, в 9 км выше устья руч. Ахил-Кан	-	ПМ. В штуфной пробе из развалов сульфидизированных габброидов методом ICP-MS выявлено содержание платины - 0,96 г/т. По данным спектрального анализа в этих породах выявлены: золото - до 0,03 г/т; мышьяк - 0,005-0,04%; медь - 0,006-0,02%; вольфрам - 0,0003-0,0015%; висмут - 0,0002-0,004%; никель - 0,02-0,05%, кобальт - 0,003-0,03%; хром - 0,01-0,1%; кадмий - 0,001%
IV-2	5	Левый борт долины р. Нинни, между руч. Дек-Улэбир и Молодежный	[27]	МА (20 км 2). Положительная магнитная аномалия 50-400 нТл, приуроченная к площади развития мелких тел ультраосновных пород ниннинского комплекса, прорывающих терригенные образования наптаргинской свиты
IV-3	3	Водораздел руч. Налды-Нинни и Гимигин	[27]	ГА, МА (12 км 2). Комплексная положительная гравитационная (6-10 мГал) и магнитная (100-300 нТл) аномалия. Приурочена к контакту образований наптаргинской свиты позднего триаса и девонских образований ольдойской и имачинской свит, где выявлен контрастный поток рассеяния хрома (IV-3-4) который, вероятно, связан с мелкими телами ультрабазитов ниннинского комплекса
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Горнотехническое сырье				
<i>Графит</i>				
IV-2	9	Правобережье среднего течения Налды-Нинни	[49]	ПМ. Гидротермально измененные гранитоиды с вкрапленностью мелкочешуйчатого (1-2 мм) графита
IV-4	7	Левобережье приустевой части руч. Вачелан, правого притока р. Сагаян	[50]	ПМ. Гидротермально измененные гранитоиды с вкрапленностью мелкочешуйчатого (1-2 мм) графита. Ширина зон графитизированных пород - 50-350 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	11	Левобережье р. Сагаян, в 2,5 км ниже устья руч. Тогой	[50]	ПМ. Гидротермально измененные гранитоиды с вкрапленностью мелкочешуйчатого (1-2 мм) графита. Ширина зон графитизированных пород - до 100 м
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморизованные известняки</i>				
II-2	4	Истоки руч. Гуктури	[47]	П. Линза мраморизованных известняков мощностью до 40 м и длиной 3 км. Известняки светло-серые массивные, лишенные прослоев других пород, сравнительно чистые (CaO - 55%, MgO - около 1%)
II-2	6	Правобережье р. Тукси, в 2,5 км выше устья руч. Чампула	[47]	П. Среди отложений теплоключевской свиты - серия линз мраморизованных известняков мощностью до 40 м
II-3	1	Водораздел истоков рек Гачали и Сирик	[48]	П. Крупный выход рифогенных известняков шириной около 1 км и длиной - до 3,5 км
II-3	2	Истоки р. Нектер	[48]	П. Среди вулканитов метаморфизованных бочагорской свиты установлены линзы известняков мощностью от 2-4 до 50 м. Содержат ископаемую фауну фораминифер и криноидей
II-4	1	Истоки руч. Поднебесный	[48]	П. В вершине мелкого распадака отмечается несколько линз известняков, переслаивающихся с вулканитами метаморфизованными, максимальная мощность их достигает 50 м. В известняках установлена ископаемая фауна кораллов и фораминифер

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы				Сумма запасов	Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃			
1	Тунгала-Туксинский ПРУ (2.1.1)	Au	750								30		30	0,04
2	Унья-Бомская ПРЗ (2.0.1)	Au	300								75		75	0,25
3	Тунгалинская ПРЗ (3.1.1)	Hg	700								17		17	0,02
4	Гарьско-Елнинская ПРЗ (4.1.1)	Au	70								10		10	0,14
		Ag									50		50	0,71
5	Зейско-Депская ПРЗ (0.1)	Pt	550									10	10	0,02
6	Унья-Бомский золотороссыпной узел (0.2.1)	Au	440					16,5	0,54				17,5	0,04
7	Верхнедепский золотороссыпной узел (0.2.2)	Au	370					0,04					0,04	0,0001
8	Тунгала-Туксинский золотороссыпной узел (0.2.3)	Au	1140					1,3	0,18				1,48	0,001
9	Октябрьский золотороссыпной узел (0.3.1)	Au	260					0,23	0,45				0,68	0,002

Пр и м е ч а н и е : Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в тыс. т – для Hg; в тоннах – для Au, Ag, Pt.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Цветные металлы	Ртуть	1	P ₃	17
Благородные металлы	Золото	3	P ₃	115
	Серебро	1	P ₃	50
	Платина	1	МП	10
	Золото россыпное	10	P ₁	1,17

Примечание: Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в тыс. т – для Hg; в тоннах – для Au, Ag, Pt.

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
<i>Золото</i>					
1	Унья-Бомская ПРЗ (2.0.1)	P ₃ - 34	P ₃ - 75	+41	Поисковые работы
2	Гарьско-Елнинская ПРЗ (4.1.1)	0	P ₃ - 10	+10	Поисковые работы
<i>Серебро</i>					
3	Гарьско-Елнинская ПРЗ (4.1.1)	0	P ₃ - 50	+50	Поисковые работы
<i>Платина и платиноиды</i>					
4	Зейско-Депская ПРЗ (0.1)	0	МП - 10	+10	Поисковые работы

Пр и м е ч а н и е : Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в тыс. т – для Hg; в тоннах – для Au, Ag, Pt.

Химический состав магматических, метаморфических и осадочных пород

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
Ниннинский комплекс ультрабазит-базитовый																			
1	212-2	габбро	[34]	49,56	0,49	16,64	3,87	4,84	0,20	7,17	11,24	3,21	0,40	0,06	0,01	0,11	1,82	1,65	99,62
2	2114-3	габбро	[34]	45,44	1,20	17,79	4,42	7,65	0,17	5,06	11,80	2,20	0,74	0,01	0,11	0,27	2,86	2,70	99,72
3	К-87	габбро	[29]	51,30	0,60	15,27	1,73	5,82	0,07	8,24	10,13	3,00	0,97	0,04	н/о	н/о	2,90	2,45	100,07
4	866-5	габбро	[ГДП-200]	49,16	1,30	18,32	10,31	-	0,16	5,47	8,97	2,11	0,69	0,28	-	-	-	3,17	99,94
5	67-1	габбро	[ГДП-200]	48,24	1,06	10,79	11,39	-	0,19	13,59	9,66	1,82	0,36	0,06	-	-	-	2,59	99,75
6	97-8	габбро	[ГДП-200]	48,55	1,10	17,13	10,83	-	0,27	7,73	5,52	3,96	0,37	0,20	-	-	-	4,25	99,91
7	481-13	габбро	[ГДП-200]	51,60	0,70	19,44	6,82	-	0,12	5,48	8,93	3,01	1,08	0,09	-	-	-	2,67	99,94
8	481-14	габбро	[ГДП-200]	49,45	0,89	17,64	7,84	-	0,14	7,70	9,79	2,43	0,92	0,11	-	-	-	3,00	99,91
9	501-5	габбро	[ГДП-200]	49,54	1,00	19,44	10,34	-	0,17	4,58	9,08	2,81	0,39	0,19	-	-	-	2,42	99,96
10	874-20	габбро	[ГДП-200]	50,89	0,43	15,37	9,72	-	0,18	11,9	5,94	2,17	0,39	0,06	-	-	-	2,82	99,878
11	К-67-1	габбро	[ГДП-200]	48,12	1,08	10,27	11,27	-	0,19	13,69	9,59	1,65	0,44	0,09	-	-	-	3,39	99,78
12	42024-8	габбро	[29]	47,04	0,83	21,29	1,36	4,25	0,09	3,70	12,99	2,90	0,19	0,19	н/о	0,09	4,65	4,65	99,57
13	42024-9	габбро	[29]	44,87	1,58	15,45	2,61	9,70	0,17	8,44	9,41	2,13	0,38	0,20	0,02	0,10	4,56	4,16	99,62
14	К-114	габбро	[29]	50,85	1,69	16,18	6,24	4,65	0,13	4,33	8,74	2,50	0,76	0,20	н/о	0,09	3,20	2,85	99,56
15	К-117	габбро	[29]	46,70	2,22	16,44	7,28	5,62	0,15	5,60	10,04	1,89	0,05	0,30	н/о	н/о	4,10	3,70	100,39
16	К-69	габбро	[29]	49,05	1,43	13,91	4,25	8,05	0,12	7,51	8,13	2,60	0,35	0,17	н/о	н/о	4,30	3,35	99,87
17	К-71-3	габбро	[29]	47,82	0,94	14,75	1,61	6,35	0,11	6,16	13,00	2,20	0,15	0,19	н/о	2,44	4,05	6,15	99,77
18	22011-2	габбро	[29]	47,77	1,08	13,52	2,59	9,27	0,17	8,41	11,56	1,85	0,61	0,09	н/о	0,19	3,10	2,75	100,21
19	2158	габбро	[34]	51,33	0,46	17,88	3,00	4,85	0,16	4,03	10,59	3,21	1,44	0,09	0,01	0,21	2,24	2,06	99,50
20	42039	габбро	[29]	49,14	1,75	8,85	2,30	8,84	0,12	13,20	11,37	1,13	0,80	0,11	н/о	0,14	2,02	1,61	99,77
21	62079-1	габбро	[29]	51,81	0,50	6,10	1,40	6,35	0,16	17,20	12,63	1,20	0,53	0,01	н/о	0,14	2,24	1,83	100,27
22	62039	габбро	[29]	49,24	0,20	22,08	0,76	3,02	0,06	5,51	11,59	2,69	0,44	0,01	н/о	0,16	4,27	4,13	100,03
23	146-3	габбро	[34]	51,45	0,89	17,23	3,56	5,78	0,19	4,58	9,33	2,81	0,66	0,23	0,01	0,09	2,60	2,34	99,41
24	360-9	габбро	[ГДП-200]	51,56	1,30	18,12	10,29	-	0,19	3,58	8,29	2,96	0,80	0,25	-	-	-	2,58	99,92
25	886-7	монцогаббро	[ГДП-200]	46,27	2,59	14,96	14,44	-	0,20	6,22	7,42	3,01	1,56	0,26	-	-	-	2,96	99,89
26	46-24	монцогаббро	[ГДП-200]	48,12	1,37	15,19	10,92	-	0,19	7,16	9,32	1,49	3,14	0,28	-	-	-	2,82	100,00
27	К-79	монцогаббро	[29]	49,14	2,60	14,67	6,09	6,61	0,16	3,78	8,17	3,60	1,73	0,27	н/о	0,21	2,95	2,17	99,98
28	К-80	монцогаббро	[29]	50,11	1,85	16,63	3,65	6,72	0,14	4,15	8,05	3,80	1,33	0,31	н/о	н/о	2,77	2,25	99,51
29	22057	монцогаббро	[29]	50,61	1,10	17,09	2,33	5,31	0,10	5,69	7,43	2,60	3,64	0,17	н/о	0,20	3,40	3,00	99,67
30	32120-1	монцогаббро	[29]	51,49	1,12	16,72	1,50	6,32	0,15	6,13	8,00	3,91	1,34	0,19	н/о	0,26	2,78	2,60	99,91
31	498-1	габбродиорит	[ГДП-200]	52,98	0,43	15,25	6,53	-	0,13	9,62	9,52	2,03	0,84	0,07	-	-	-	2,50	99,90
32	К-86	перидотит	[29]	40,80	0,12	11,88	3,23	8,16	0,12	21,67	6,51	0,41	0,06	0,03	н/о	0,11	6,65	6,50	99,75
33	859-8	перидотит	[ГДП-200]	43,65	0,16	20,03	5,84	-	0,13	11,45	14,07	1,14	0,07	0,02	-	-	-	3,37	99,93

Продолжение прил. 6

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
34	876-10	перидотит	[ГДП-200]	44,68	1,84	16,68	14,74	-	0,22	6,21	10,7	2,28	0,13	0,31	-	-	-	2,17	99,96
35	К-71	перидотит	[29]	43,11	1,26	17,27	2,47	9,54	0,12	8,48	9,26	2,20	0,76	0,19	0,07	н/о	4,90	4,35	99,63
36	К-71-2	перидотит	[29]	43,71	1,69	18,61	2,05	7,33	0,12	7,80	10,82	2,60	0,55	0,03	0,05	0,08	4,45	4,29	99,89
37	22010-10	перидотит	[29]	42,90	2,24	11,23	4,02	12,64	0,20	11,69	9,16	0,85	0,55	0,10	н/о	н/о	4,33	3,25	99,91
38	859-2	пироксенит	[ГДП-200]	45,75	0,17	6,61	12,78	-	0,25	24,54	3,80	0,34	0,06	0,02	-	-	-	5,44	99,76
39	608-3	пироксенит	[ГДП-200]	51,08	0,39	7,48	11,78	-	0,21	18,38	6,23	0,51	0,09	0,05	-	-	-	3,57	99,77
40	859-4	дунит	[ГДП-200]	39,63	0,13	6,07	14,39	-	0,20	28,99	3,27	0,36	0,10	0,02	-	-	-	6,59	99,75
41	878-15	дунит	[ГДП-200]	35,82	0,08	2,75	16,10	-	0,15	34,04	0,34	< 0,25	0,03	0,02	-	-	-	10,31	99,89
Буриндинский комплекс монцоидиорит-гранодиоритовый. Первая фаза																			
42	76-2	диорит	[ГДП-200]	53,02	0,99	19,32	8,68	-	0,15	3,25	6,90	3,52	1,40	0,25	-	-	-	2,45	99,93
43	358	кварцевый диорит	[ГДП-200]	57,62	0,97	17,37	6,87	-	0,11	2,78	5,00	3,99	1,64	0,25	-	-	-	3,34	99,94
44	360-10	кварцевый диорит	[ГДП-200]	58,22	0,78	17,40	7,63	-	0,13	2,59	5,06	3,27	1,89	0,17	-	-	-	2,80	99,94
Талданская свита																			
45	24-12	алевролит	[ГДП-200]	47,49	1,96	14,04	13,67	-	0,24	7,02	8,99	2,89	0,37	0,17	-	-	-	3,15	99,99
46	315-11	риолит	[ГДП-200]	71,36	0,09	4,23	2,23	-	0,27	0,45	11,82	1,11	0,14	н/о	-	-	-	8,30	100,00
47	855-21	базальт	[ГДП-200]	48,22	1,33	18,53	11,07	-	0,32	6,12	6,44	2,44	0,30	0,29	-	-	-	4,93	99,99
Тунгалинский комплекс субвулканический риолит-трахибазальт-базальтовый																			
48	62-2	трахибазальт	[ГДП-200]	45,22	2,51	14,87	15,89	-	0,18	5,27	8,78	2,86	1,55	0,25	-	-	-	2,54	99,92
49	62-4	трахибазальт	[ГДП-200]	48,84	2,29	13,81	14,69	-	0,18	6,16	6,79	4,11	0,76	0,23	-	-	-	2,08	99,94
50	914-18	трахибазальт	[ГДП-200]	48,01	2,04	13,72	13,39	-	0,20	6,96	7,35	3,47	1,25	0,22	-	-	-	3,32	99,93
51	694-3	трахибазальт	[ГДП-200]	49,61	1,40	18,51	10,94	-	0,20	4,27	5,88	3,95	0,86	0,16	-	-	-	4,12	99,90
52	692-2	трахибазальт	[ГДП-200]	55,29	0,88	21,01	6,31	-	0,13	2,57	1,54	3,90	4,13	0,21	-	-	-	3,93	99,90
53	22015	трахибазальт	[29]	49,55	1,79	14,96	7,34	4,13	0,28	5,14	8,88	4,44	0,35	0,17	н/о	0,11	2,47	н/д	99,61
54	309-15	трахиандезитбазальт	[ГДП-200]	52,96	1,66	18,91	11,48	-	0,49	2,62	1,64	6,38	0,79	0,16	-	-	-	2,91	100,00
Багоноская свита																			
55	319-3	алевролит	[ГДП-200]	74,55	0,33	13,18	2,31	-	0,05	1,60	0,49	2,19	3,26	0,05	-	-	-	1,98	99,99
Амканская свита																			
56	22-6	песчаник	[ГДП-200]	72,04	0,43	14,17	3,23	-	0,05	0,80	0,76	4,02	2,43	0,09	-	-	-	1,97	99,99
57	22	алевролит	[ГДП-200]	63,64	0,78	17,49	5,73	-	0,08	1,56	1,16	2,68	3,46	0,17	-	-	-	3,25	100,00
58	102-1	алевролит	[ГДП-200]	64,00	0,71	16,27	5,38	-	0,08	2,34	1,16	3,40	3,12	0,20	-	-	-	3,25	99,91
59	105-8	алевролит	[ГДП-200]	63,15	0,78	17,39	5,59	-	0,09	1,52	0,99	3,40	3,60	0,17	-	-	-	3,23	99,91
Вачеланский комплекс гранит-лейкогранитовый																			
60	6249-в	гранит	[34]	75,44	0,06	14,94	0,15	0,16	0,01	0,17	1,07	1,57	5,06	0,08	н/о	0,12	0,89	1,02	99,72
61	24	гранит	[ГДП-200]	75,04	0,14	13,36	2,07	-	0,07	0,22	1,18	3,42	3,91	0,02	-	-	-	0,58	100,01
62	314-13	гранит	[ГДП-200]	78,68	0,06	12,47	0,54	-	н/о	н/о	0,18	3,79	3,59	н/о	-	-	-	0,63	99,94
63	77-6	гранит	[ГДП-200]	76,95	0,09	12,02	2,07	-	0,05	0,16	0,19	3,64	4,07	0,03	-	-	-	0,72	99,99
64	72-10	лейкогранит	[ГДП-200]	77,19	0,08	12,10	1,93	-	0,03	0,08	0,21	4,14	4,02	0,01	-	-	-	0,19	99,98
65	75	лейкогранит	[ГДП-200]	75,58	0,12	12,38	1,85	-	0,04	0,20	0,62	3,31	4,84	0,04	-	-	-	0,97	99,95
66	80-23	лейкогранит	[ГДП-200]	73,43	0,15	14,63	1,75	-	0,04	0,38	0,91	5,89	2,00	0,03	-	-	-	0,77	99,98

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
67	80-25	лейкогранит	[ГДП-200]	75,80	0,10	12,85	2,09	-	0,07	0,18	0,48	3,39	4,49	0,02	-	-	-	0,49	99,96
68	72-5	умереннощелочной гранит	[ГДП-200]	70,37	0,21	14,67	4,05	-	0,12	0,20	1,51	4,20	3,98	0,04	-	-	-	0,52	99,86
69	76-1	умереннощелочной лейкогранит	[ГДП-200]	76,40	0,06	12,70	1,75	-	0,03	0,11	0,26	3,44	4,53	0,02	-	-	-	0,66	99,96
70	80-5	умереннощелочной лейкогранит	[ГДП-200]	76,08	0,11	12,73	2,04	-	0,03	0,14	0,26	3,66	4,22	0,02	-	-	-	0,66	99,95
71	76	умереннощелочной лейкогранит	[ГДП-200]	76,06	0,07	12,90	1,53	-	0,04	0,17	0,65	3,70	4,58	0,01	-	-	-	0,27	99,98
72	2028	умереннощелочной лейкогранит	[34]	75,57	0,11	12,89	1,13	0,36	0,04	0,09	0,61	3,90	4,55	0,04	0,02	0,12	0,39	0,42	99,82
73	2087	умереннощелочной лейкогранит	[34]	74,19	0,17	13,31	1,00	0,82	0,06	0,24	1,00	3,30	4,95	0,05	0,02	0,06	0,01	0,60	99,78
74	2069	умереннощелочной лейкогранит	[34]	75,88	0,12	12,85	0,68	0,65	0,05	0,15	0,28	3,30	5,39	0,02	0,01	0,03	0,46	0,60	99,87
Наптаргинская свита																			
75	8104-3	алевролит	[ГДП-200]	31,03	0,48	9,79	4,21	-	0,04	1,14	28,49	2,56	1,78	0,06	-	-	-	20,43	100,01
Пиканский комплекс габбро-плагиогранитовый																			
76	52132	габбро	[29]	46,90	1,41	15,65	2,17	8,24	0,13	8,98	11,61	1,76	0,17	0,08	н/о	0,17	2,33	2,11	99,60
77	32114	габбро	[29]	46,30	1,57	15,64	4,24	10,00	0,15	6,06	7,91	2,80	0,87	0,03	1,14	0,02	2,90	2,60	99,63
78	52137-4	габбро	[29]	51,48	1,22	15,23	2,88	9,85	0,19	4,42	6,67	4,32	0,18	0,11	н/о	0,19	2,86	2,47	99,60
79	62126	габбро	[29]	48,33	1,15	15,65	1,23	7,84	0,15	7,65	9,86	2,45	1,34	0,16	н/о	0,11	3,80	3,57	99,72
80	160-3	габбро	[ГДП-200]	48,58	1,98	16,38	13,31	-	0,18	4,05	8,06	2,91	0,18	0,32	-	-	-	3,96	99,91
81	62134-A	перидотит	[29]	44,25	1,84	15,89	2,54	6,81	0,13	6,51	15,58	1,30	0,66	0,14	0,03	0,45	3,51	3,46	99,64
82	341	перидотит	[ГДП-200]	42,89	2,53	13,41	17,44	-	0,27	5,41	12,10	1,18	0,77	0,28	-	-	-	3,72	100,00
83	44-8	умереннощелочной лейкогранит	[ГДП-200]	76,35	0,09	12,47	1,59	-	0,04	н/о	0,84	2,70	5,28	н/о	-	-	-	0,57	99,93
Гимигинский комплекс гранодиорит-гранитовый																			
84	1012	гранит	[ГДП-200]	71,12	0,30	13,57	4,48	-	0,06	0,60	1,39	3,64	3,77	0,07	-	-	-	0,88	99,88
85	851-8	гранит	[ГДП-200]	72,75	0,36	14,51	2,54	-	0,06	0,63	1,01	4,08	2,51	0,06	-	-	-	1,48	99,99
86	4103	гранит	[34]	73,20	0,21	13,65	0,25	1,46	0,07	0,49	1,47	4,03	4,38	0,06	н/д	н/д	0,60	н/д	99,87
87	52141-1	гранит	[29]	75,74	0,18	12,71	0,52	0,62	0,02	0,34	1,33	3,56	4,15	0,01	н/о	0,04	0,84	0,59	100,06
88	8730	гранодиорит	[34]	67,24	0,49	15,83	1,77	1,97	0,06	1,22	3,78	4,38	1,23	0,12	0,01	0,09	1,46	1,54	99,65
89	3830	гранодиорит	[34]	67,04	0,47	15,38	1,10	2,62	0,12	1,70	3,71	3,45	2,59	0,11	н/о	н/о	1,48	н/д	99,77
90	604-3	гранодиорит	[ГДП-200]	63,63	0,42	14,50	5,01	-	0,11	1,16	4,40	4,36	1,38	0,10	-	-	-	4,90	99,97
Бочагорская свита																			
91	716-1	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	49,91	1,63	12,04	11,17	-	0,33	5,18	2,38	1,41	0,68	0,25	-	-	-	14,96	99,94
92	299	базальт метаморфизованный	[34]	48,45	1,93	14,27	1,57	9,81	0,22	6,24	10,26	3,43	0,18	0,16	0,01	0,65	2,32	н/д	99,50
93	3155	базальт метаморфизованный	[34]	50,37	2,01	13,71	2,32	8,01	0,15	6,42	9,93	3,22	0,37	0,14	0,02	0,36	2,52	н/д	99,55
94	3673	базальт метаморфизованный	[34]	49,83	0,87	14,80	1,64	7,80	0,12	6,16	11,65	2,96	0,10	0,23	н/о	0,02	2,43	н/д	98,61
95	52156-2	трахибазальт метаморфизованный	[29]	48,78	2,66	13,86	2,06	8,88	0,10	7,98	5,90	3,37	1,42	0,42	н/о	0,20	3,87	н/д	99,50
96	111-2	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	47,39	1,39	17,81	9,99	-	0,36	6,44	9,29	2,87	0,88	0,16	-	-	-	3,30	99,88
97	383-23	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	45,93	2,61	16,35	12,72	-	0,18	6,79	6,43	3,51	1,00	0,36	-	-	-	4,02	99,90
98	379-16	трахиандезибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	51,69	2,10	14,83	9,94	-	0,14	5,41	7,25	4,19	1,48	0,44	-	-	-	2,42	99,89
99	3648	трахиандезибазальт метаморфизованный	[34]	51,00	1,22	18,80	1,53	7,46	0,05	5,07	3,19	5,67	1,21	0,53	н/о	0,40	3,39	н/д	99,52
100	704	трахиандезибазальт метаморфизованный	[34]	51,16	1,72	17,62	12,27	1,18	0,07	0,74	4,69	5,08	2,79	1,58	н/о	0,08	0,54	н/д	99,52
101	111-1	умереннощелочной пикрит метаморфизованный	[ГДП-200]	34,44	3,38	17,58	22,01	-	0,23	5,90	9,61	0,91	0,05	0,37	-	-	-	5,43	99,91

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
102	698	андезибазальт метаморфизованный	[34]	54,51	1,43	10,10	1,71	6,42	0,11	10,77	8,15	1,07	3,46	0,24	н/о	0,03	1,51	н/д	99,51
103	2192	трахидацит метаморфизованный	[34]	63,80	0,45	16,48	1,48	3,80	0,15	3,77	0,35	5,04	2,23	0,05	н/о	0,03	1,87	н/д	99,50
104	52157-1	филлит	[29]	65,89	0,53	16,54	1,58	2,50	0,06	1,24	0,81	1,85	5,51	0,09	0,02	0,15	2,75	н/д	99,52
105	92152-2	филлит	[29]	66,61	0,59	14,99	1,91	3,61	0,04	1,49	0,63	3,16	3,16	0,08	0,21	0,17	2,95	н/д	99,60
106	62124-1	умереннощелочной пикробазальт метаморфизованный	[29]	43,12	1,75	14,09	5,39	6,92	0,12	5,78	11,86	3,12	0,04	0,13	н/о	3,86	3,36	н/д	99,54
107	42093-11	известняк мраморизованный	[29]	0,53	0,03	0,13	0,03	0,20	0,01	0,16	55,15	0,12	0,03	н/о	н/о	43,28	0,18	43,67	99,85
108	42094-1	известняк мраморизованный	[29]	0,61	0,03	0,15	0,01	0,23	0,01	0,16	54,92	0,11	0,03	н/о	н/о	43,20	0,25	43,53	99,71
109	42094-5	известняк мраморизованный	[29]	0,64	0,02	0,08	0,05	0,29	0,01	0,32	54,98	0,08	0,02	н/о	н/о	43,16	0,21	43,53	99,86
110	426-6	умереннощелочной пикрит метаморфизованный	[ГДП-200]	40,17	3,66	14,20	20,81	-	0,36	8,28	4,59	2,15	0,15	0,27	-	-	-	5,36	100,00
111	440-8	трахидацит метаморфизованный	[ГДП-200]	65,81	0,68	16,40	5,24	-	0,09	0,96	0,64	6,59	1,27	0,19	-	-	-	2,13	100,00
112	444	алевролит	[ГДП-200]	67,40	0,66	15,41	4,58	-	0,05	1,36	1,43	3,34	3,07	0,14	-	-	-	2,56	100,00
113	812-2	алевролит	[ГДП-200]	65,97	0,65	16,58	5,38	-	0,12	1,40	1,03	3,10	3,19	0,14	-	-	-	2,45	100,01
114	724-8	алевролит	[ГДП-200]	65,25	0,75	16,02	5,57	-	0,05	1,67	1,91	2,72	2,88	0,17	-	-	-	2,92	99,91
115	453-5	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	46,80	2,27	16,28	14,46	-	0,33	3,73	10,15	1,65	0,73	0,23	-	-	-	3,37	100,00
116	808	песчаник	[ГДП-200]	62,70	0,80	16,95	6,27	-	0,11	1,83	1,28	2,56	3,39	0,15	-	-	-	3,87	99,91
117	807-7	песчаник	[ГДП-200]	68,38	0,68	15,44	5,19	-	0,08	1,36	1,28	2,17	3,27	0,13	-	-	-	2,01	99,99
118	422	песчаник	[ГДП-200]	66,87	0,66	15,70	4,91	-	0,06	1,48	0,92	3,23	3,20	0,15	-	-	-	2,75	99,93
Нектерская свита																			
119	12052-6	алевролит филлитизированный	[29]	65,40	0,60	15,53	2,04	3,77	0,28	2,04	0,72	1,75	4,41	0,17	0,09	0,31	2,43	2,83	99,54
120	22118-5	песчаник рассланцованный	[29]	68,56	0,49	14,74	0,39	4,40	0,31	1,71	0,58	4,01	2,20	0,10	н/о	н/о	2,30	н/д	99,79
121	12058-2	песчаник рассланцованный	[29]	73,38	0,39	12,63	1,80	1,28	0,07	1,18	0,68	4,60	2,20	0,03	н/о	0,18	1,20	н/д	99,62
122	22110-5	известняк мраморизованный	[29]	0,48	0,02	0,08	0,07	0,20	0,01	0,16	55,20	0,05	0,02	н/о	н/о	43,20	0,20	43,41	99,69
123	117-9	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	49,32	1,65	14,87	12,68	-	0,18	6,74	8,01	3,57	0,06	0,17	-	-	-	2,65	99,90
124	385-15	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	47,25	3,39	15,62	14,47	-	0,25	5,31	6,82	2,67	0,03	0,34	-	-	-	3,75	99,90
125	22117	базальт метаморфизованный	[29]	47,32	1,51	15,64	1,67	8,31	0,12	7,32	10,39	2,90	0,44	0,17	н/о	0,23	3,85	н/д	99,87
126	22099-1	базальт метаморфизованный	[29]	49,55	1,74	15,96	3,37	7,49	0,12	6,89	6,11	3,17	0,05	0,26	н/о	0,44	4,38	н/д	99,53
127	12040-10	базальт метаморфизованный	[29]	48,87	1,88	13,37	4,81	6,61	0,15	7,07	10,25	2,89	0,69	0,36	н/о	0,10	2,48	н/д	99,53
Джескогонская свита. Верхняя подсвита																			
128	22099-2	песчаник рассланцованный	[29]	70,83	0,55	13,89	1,70	1,78	0,07	1,18	0,79	1,83	4,43	0,12	0,07	н/о	2,28	н/д	99,52
129	12041-11	песчаник рассланцованный	[29]	70,49	0,48	13,79	1,17	2,05	0,07	1,28	1,65	3,22	3,05	0,08	н/о	0,65	1,53	н/д	99,51
130	98	алевролит	[ГДП-200]	61,02	0,51	18,91	3,60	-	0,05	1,46	4,01	7,36	1,03	0,67	-	-	-	1,32	99,94
Джескогонская свита. Нижняя подсвита																			
131	22107-3	метапесчаник	[29]	77,56	0,34	10,87	1,24	1,20	0,04	0,91	0,47	3,15	2,32	0,06	н/о	0,24	1,12	1,10	99,52
132	92112	метапесчаник	[29]	66,00	0,70	16,31	1,42	3,26	0,08	2,02	0,59	3,06	3,52	0,15	0,02	0,06	3,08	н/д	100,27
133	956-35	алевролит	[ГДП-200]	62,63	0,80	17,46	5,75	-	0,07	1,69	1,60	3,94	2,96	0,36	-	-	-	2,64	99,90
Типаринская свита																			
134	320-9	алевролит	[ГДП-200]	72,36	0,51	14,66	3,81	-	н/о	1,13	0,19	2,11	2,58	0,05	-	-	-	2,57	99,97
135	324-11	дацит	[ГДП-200]	67,76	0,56	13,24	5,16	-	0,12	3,37	3,49	2,91	0,54	0,13	-	-	-	2,72	100,00

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
Теплоключевская свита																			
136	62017	базальт метаморфизованный	[29]	50,43	1,62	13,10	7,05	7,70	0,19	6,55	8,93	2,68	0,31	0,09	н/о	0,18	0,68	н/д	99,51
137	52001-1	базальт метаморфизованный	[29]	50,75	1,82	12,10	6,75	6,67	0,20	5,51	9,51	4,00	0,41	0,14	н/о	н/о	1,67	н/д	99,53
138	32036-8	базальт метаморфизованный	[29]	50,24	1,28	15,85	4,19	5,89	0,13	6,17	8,68	3,00	1,27	0,16	н/о	0,09	2,56	н/д	99,51
139	22007-2	базальт метаморфизованный	[29]	48,51	1,68	16,50	5,68	6,79	0,14	5,40	7,82	2,80	0,24	0,16	н/о	0,13	4,15	3,50	100,00
140	22012	базальт метаморфизованный	[29]	49,54	1,06	18,78	2,88	4,90	0,10	4,89	10,22	2,90	0,92	0,36	н/о	н/о	3,01	3,06	99,56
141	32048-3	базальт метаморфизованный	[29]	44,39	2,28	12,72	5,76	11,80	0,21	6,21	9,85	1,72	0,24	0,18	0,26	н/о	3,88	н/д	99,50
142	209-4	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	48,88	1,14	19,02	11,07	-	0,41	6,52	3,75	0,48	2,77	0,15	-	-	-	5,66	99,85
143	32036	слюдисто-кварцевый сланец	[29]	71,33	0,50	13,73	2,49	1,90	0,09	1,20	0,32	2,46	3,50	0,07	н/о	0,18	2,48	н/д	100,25
144	32036-1	мусковит-кварцевый сланец	[29]	70,03	0,50	14,58	1,51	2,26	0,09	1,21	0,71	2,97	3,13	0,12	н/о	0,13	2,88	н/д	100,12
145	32036-2	серицит-кварц-плагиоклазовый сланец	[29]	76,56	0,31	11,61	1,73	1,03	0,03	0,67	0,64	3,72	2,11	0,03	н/о	н/о	1,10	н/д	99,54
146	32036-5	эпидот-серицит-кварцевый сланец	[29]	67,35	0,61	12,98	1,29	4,81	0,14	3,49	1,85	1,31	3,06	0,04	н/о	н/о	2,80	н/д	99,73
147	32037-8	кварц-серицитовый сланец	[29]	66,61	0,63	16,22	1,96	1,94	0,11	1,45	0,71	1,45	5,37	0,09	н/о	н/о	3,01	н/д	99,55
148	32038	мусковит-плагиоклаз-кварцевый сланец	[29]	74,72	0,37	13,44	1,77	0,93	0,05	0,82	0,62	3,55	1,64	0,06	0,02	0,17	1,37	н/д	99,53
149	32038-4	мусковит-плагиоклаз-кварцевый сланец	[29]	73,85	0,43	12,83	2,01	0,80	0,05	0,63	0,56	3,81	3,10	0,05	н/о	0,25	1,16	н/д	99,53
150	32048	серицит-кварцевый сланец	[29]	65,20	0,69	16,56	1,47	3,69	0,09	1,89	1,13	3,46	2,49	0,12	н/о	н/о	2,75	н/д	99,54
151	32048-4	серицит-кварцевый сланец	[29]	65,70	0,68	15,38	1,20	4,39	0,09	2,06	0,67	3,53	3,25	0,16	н/о	н/о	2,75	н/д	99,86
152	92034-2	андезиобазальт метаморфизованный	[29]	52,27	1,72	15,15	7,48	5,48	0,16	2,30	9,51	2,73	0,07	0,32	н/о	0,21	2,47	н/д	99,87
153	12003	андезиобазальт метаморфизованный	[29]	54,92	2,12	12,42	7,47	4,28	0,17	3,79	9,64	2,11	0,45	0,17	н/о	0,23	1,80	н/д	99,57
154	52076	андезиобазальт метаморфизованный	[29]	52,68	0,84	13,06	2,17	6,81	0,11	6,79	10,72	3,82	0,07	0,09	0,02	0,07	2,45	н/д	99,70
155	43	серицит-полевошпат-кварцевый сланец	[ГДП-200]	77,16	0,17	3,54	8,69	-	4,91	0,77	1,14	н/о	0,30	0,34	-	-	-	2,99	100,01
156	32067-2	мусковит-альбит-кварцевый сланец	[29]	74,24	0,22	13,60	0,66	1,49	0,05	0,32	0,56	5,14	2,32	0,06	н/о	0,13	0,78	н/д	99,57
157	52063-1	серицит-мусковит-кварцевый сланец	[29]	69,07	0,64	15,41	1,16	2,63	0,07	1,40	0,41	2,82	3,51	0,10	н/о	н/о	2,67	н/д	99,89
158	12014-2	стильномелан-альбит-кварцевый сланец	[29]	71,88	0,46	13,68	1,54	1,66	0,12	1,21	1,04	3,61	3,06	0,05	н/о	н/о	1,37	н/д	99,68
159	12009	трахибазальт метаморфизованный	[29]	44,69	2,37	14,93	8,78	6,76	0,18	6,28	7,64	2,44	1,55	0,27	н/о	н/о	3,64	н/д	99,53
160	62032-6	трахибазальт метаморфизованный	[29]	44,66	1,76	16,94	5,61	7,63	0,19	7,05	6,74	3,43	1,00	0,29	н/о	0,20	4,04	н/д	99,54
161	54-10	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	44,91	2,48	14,43	15,97	-	0,27	6,10	8,18	2,78	1,14	0,24	-	-	-	3,51	100,01
162	53-27	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	1,77	1,04	16,39	11,35	-	0,18	3,49	9,60	4,46	0,39	0,28	-	-	-	1,04	99,99
163	65	алевролит	[ГДП-200]	51,54	2,59	12,53	12,77	-	0,26	6,30	6,66	4,04	0,14	0,22	-	-	-	2,87	99,92
164	54-8	метаалевролит	[ГДП-200]	75,98	0,32	13,34	1,77	-	н/о	0,42	0,55	3,86	2,51	0,05	-	-	-	1,17	99,97
165	53-12	метаалевролит	[ГДП-200]	76,38	0,23	3,51	6,94	-	1,44	0,57	5,72	н/о	0,73	3,64	-	-	-	0,84	100,00
166	668-1	метаалевролит	[ГДП-200]	62,28	0,71	17,38	6,65	-	0,15	1,48	0,75	2,29	4,40	0,13	-	-	-	3,67	99,89
167	1047-3	метаалевролит	[ГДП-200]	65,76	0,67	16,16	5,75	-	0,12	1,44	1,03	2,83	3,08	0,18	-	-	-	2,91	99,93
168	665-1	песчаник	[ГДП-200]	70,76	0,44	14,09	3,54	-	0,06	1,32	1,46	3,77	2,55	0,08	-	-	-	1,86	99,93
169	54-3	метапесчаник	[ГДП-200]	73,26	0,42	14,14	2,80	-	0,04	0,63	0,53	3,28	2,89	0,07	-	-	-	1,94	100,00
170	703-8	метапесчаник	[ГДП-200]	77,01	0,37	12,21	2,24	-	0,08	0,46	0,33	4,52	1,47	0,06	-	-	-	1,22	99,97
171	660-3	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	49,23	1,76	15,30	12,55	-	0,18	6,34	7,35	3,54	0,84	0,17	-	-	-	2,65	99,91
172	661-3	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	47,61	1,06	17,45	10,47	-	0,17	6,83	9,35	2,23	1,64	0,14	-	-	-	2,96	99,91
173	670-1	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	51,08	1,48	13,59	12,83	-	0,14	6,03	8,33	4,01	0,28	0,16	-	-	-	2,01	99,94
174	914-18	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	45,87	2,35	14,97	14,07	-	0,20	7,30	7,01	2,80	1,72	0,21	-	-	-	3,41	99,91

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
175	703-2	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	46,26	2,95	15,70	11,15	-	0,14	5,12	8,55	4,28	0,75	0,47	-	-	-	4,55	99,92
176	656-1	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	46,24	1,56	14,78	12,36	-	0,19	5,45	11,68	3,48	0,19	0,15	-	-	-	3,85	99,93
177	351-11	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	50,61	1,98	16,61	12,40	-	0,19	3,36	6,92	4,67	0,30	0,287	-	-	-	2,63	99,67
178	48-3	ультраосновной пикробазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	43,97	2,92	14,61	15,69	-	0,23	6,39	10,11	2,56	0,14	0,31	-	-	-	3,08	100,01
Ольдойская свита																			
179	320-22	песчаник	[ГДП-200]	69,00	0,41	8,92	12,96	-	0,05	1,83	0,26	1,25	0,20	0,34	-	-	-	4,80	100,02
Гармаканская свита																			
180	42085-1	алевролит филлитизированный	[29]	64,17	0,71	17,29	1,69	3,71	0,07	2,07	0,71	3,00	3,28	0,22	н/о	0,12	2,91	н/д	99,95
181	92098-3	алевролит филлитизированный	[29]	64,44	0,71	16,65	1,74	3,53	0,07	2,22	0,88	3,91	3,42	0,23	0,02	0,12	2,31	2,53	100,25
182	52101	алевролит филлитизированный	[29]	67,84	0,56	16,02	1,37	2,79	0,08	1,76	1,19	3,22	2,85	0,11	н/о	н/о	2,41	2,66	100,20
183	32042	алевролит филлитизированный	[29]	64,85	0,71	15,80	1,52	3,27	0,07	2,15	1,35	3,25	3,72	0,14	0,14	н/о	2,71	н/д	99,68
184	92099-2	алевролит филлитизированный	[29]	65,46	0,77	16,62	1,79	3,49	0,08	1,86	1,29	3,36	1,71	0,18	0,05	н/о	2,85	2,96	99,51
185	22083-1	алевролит филлитизированный	[29]	63,85	0,80	16,54	1,60	3,64	0,10	2,03	1,47	3,33	3,33	0,23	н/о	0,15	2,55	2,75	99,62
186	8024-1	алевролит филлитизированный	[ГДП-200]	66,80	0,67	15,93	4,55	-	0,07	1,69	1,03	3,31	3,04	0,13	-	-	-	2,78	100,00
187	22078-1	метапесчаник	[29]	69,89	0,57	14,28	1,26	2,41	0,07	1,80	1,06	3,47	2,32	0,15	н/о	0,18	2,09	н/д	99,55
188	12035-4	метапесчаник	[29]	70,35	0,46	14,53	1,52	1,72	0,07	1,16	1,07	4,00	2,85	0,12	н/о	0,14	1,51	1,68	99,50
189	32050-3	метапесчаник	[29]	72,45	0,52	13,13	0,37	3,39	0,12	1,08	0,85	3,98	2,00	0,11	н/о	н/о	1,50	н/д	99,50
190	32041-1	метапесчаник	[29]	72,86	0,46	11,99	2,21	2,42	0,07	1,30	0,84	2,28	2,96	0,12	0,01	0,18	1,81	н/д	99,51
191	32041-4	метапесчаник	[29]	66,71	0,60	15,17	0,83	2,95	0,06	2,08	1,88	4,59	2,61	0,13	н/о	0,23	1,72	н/д	99,56
192	32042-1	метапесчаник	[29]	68,48	0,64	14,76	1,36	2,95	0,03	1,63	0,92	4,01	2,64	0,11	н/о	0,28	1,73	н/д	99,54
193	22085-2	метапесчаник	[29]	72,84	0,42	12,66	1,44	2,10	0,07	0,85	0,74	3,44	3,32	0,10	н/о	0,15	1,72	1,65	99,85
194	92091-1	метапесчаник	[29]	68,40	0,55	14,89	1,43	2,75	0,07	1,42	1,59	4,84	2,08	0,11	н/о	0,26	1,48	1,56	99,87
195	32048	метапесчаник	[29]	65,20	0,69	16,56	1,47	3,69	0,09	1,89	1,13	3,46	2,49	0,12	н/о	н/о	2,75	н/д	99,54
196	349	метапесчаник	[ГДП-200]	69,26	0,56	14,76	3,95	-	0,08	1,40	1,11	3,78	2,72	0,12	-	-	-	2,27	100,01
197	32121-1	метапесчаник	[29]	66,35	0,43	15,05	2,33	2,57	0,12	1,17	1,65	4,22	3,84	0,09	0,02	0,39	1,35	1,46	99,58
198	640-3	алевролит филлитизированный	[ГДП-200]	64,36	0,65	16,92	6,41	-	0,09	1,46	0,28	2,68	3,83	0,13	-	-	-	3,12	99,93
199	1073	метаалевролит	[ГДП-200]	66,94	0,60	15,72	4,95	-	0,26	1,67	0,78	2,20	3,86	0,14	-	-	-	2,79	99,91
200	712-1	метаалевролит	[ГДП-200]	62,14	0,73	17,01	5,86	-	0,08	2,29	1,42	4,47	2,33	0,19	-	-	-	3,41	99,93
201	680-2	метаалевролит	[ГДП-200]	67,62	0,63	15,78	4,62	-	0,08	1,38	0,69	2,85	3,49	0,11	-	-	-	2,68	99,93
Зубаревская свита																			
202	351-14	метапесчаник	[ГДП-200]	66,89	0,60	15,23	4,87	-	0,05	1,70	0,95	2,16	4,27	0,11	-	-	-	3,18	100,01
203	351-15	андезит метаморфизованный	[ГДП-200]	60,28	1,35	14,98	9,82	-	0,30	1,72	3,55	5,37	0,72	0,15	-	-	-	1,72	99,96
204	312-13	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	47,27	1,92	14,39	13,81	-	0,17	6,86	9,23	2,37	0,99	0,15	-	-	-	2,75	99,91
205	42-7	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	47,41	1,76	17,36	13,95	-	0,31	7,05	2,10	4,92	0,11	0,21	-	-	-	4,82	100,00
206	14	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	47,09	1,42	17,71	13,03	-	0,42	7,47	4,41	3,20	0,07	0,09	-	-	-	5,09	100,00
207	45	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	46,65	2,31	12,65	16,32	-	0,31	5,90	8,04	2,89	0,21	0,19	-	-	-	4,53	100,00
208	46-5	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	48,17	1,33	14,44	11,97	-	0,22	7,00	10,11	3,41	0,09	0,10	-	-	-	3,16	100,00
209	351-10	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	50,03	2,02	15,79	13,23	-	0,20	2,52	9,75	3,56	0,34	0,26	-	-	-	2,30	100,00
210	351-3	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	45,06	1,73	14,87	13,79	-	0,19	6,59	10,98	2,33	0,55	0,12	-	-	-	3,79	100,00

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
211	312-10	пикрит метаморфизованный	[ГДП-200]	45,35	2,78	13,10	18,12	-	0,25	5,17	8,67	2,86	0,19	0,27	-	-	-	3,25	100,01
212	335-14	основной пикробазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	50,58	2,28	11,20	12,66	-	0,19	6,39	8,68	0,77	0,21	0,27	-	-	-	6,76	99,99
213	341-14	трахибазальт метаморфизованный	[ГДП-200]	46,57	2,23	16,55	14,36	-	0,19	2,98	9,50	2,87	1,90	0,24	-	-	-	2,60	99,99
214	343-32	базальт метаморфизованный	[ГДП-200]	50,88	1,06	13,82	9,05	-	0,17	7,96	11,44	2,78	0,20	0,07	-	-	-	2,56	99,99
215	343-39	умереннощелочной пикробазальт	[ГДП-200]	44,89	2,48	14,64	16,08	-	0,24	5,15	9,75	2,93	0,92	0,22	-	-	-	2,69	99,99
216	8000-4	умереннощелочной пикробазальт	[ГДП-200]	43,20	3,20	14,82	18,34	-	0,41	6,12	6,65	2,25	0,14	0,28	-	-	-	4,60	100,01
Уньинский комплекс плагиогранит-габбродиоритовый																			
217	383-7	плагиогранит	[ГДП-200]	69,17	0,57	15,19	3,51	-	0,31	0,78	1,01	5,54	1,76	0,12	-	-	-	1,98	99,94
218	100-11	лейкогранит	[ГДП-200]	76,05	0,15	12,88	1,38	-	0,05	0,28	0,86	6,21	1,01	0,04	-	-	-	1,04	99,95
219	100-12	лейкогранит	[ГДП-200]	76,49	0,11	12,76	1,52	-	0,03	0,18	0,29	4,21	3,75	0,02	-	-	-	0,58	99,94
220	100-13	лейкогранит	[ГДП-200]	75,68	0,05	13,18	1,40	-	0,06	0,13	0,17	3,86	4,92	0,01	-	-	-	0,51	99,97
221	62150-3	гранодиорит	[29]	68,32	0,48	14,05	1,30	3,16	0,10	1,35	4,15	4,63	0,22	0,13	0,01	0,16	2,26	1,95	100,32
222	42113	габбро	[29]	48,62	1,41	15,32	1,90	8,00	0,11	6,87	10,30	1,96	1,34	0,10	н/о	0,11	4,07	3,78	100,11
Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый. Третья фаза																			
223	К-26	гранит	[ГДП-200]	71,11	0,31	14,33	2,67	-	0,08	0,58	1,51	3,81	4,38	0,07	-	-	-	1,06	99,91
224	К-19	гранит	[ГДП-200]	70,46	0,43	15,04	2,87	-	0,07	1,46	1,14	6,29	0,71	0,10	-	-	-	1,41	99,98
225	6267	гранит	[34]	68,81	0,40	15,70	0,59	2,38	0,05	0,79	2,67	4,25	3,60	0,14	0,00	0,26	0,56	0,56	100,20
226	8098	гранит	[ГДП-200]	71,13	0,42	14,79	3,46	-	0,05	0,45	1,81	2,76	4,24	0,13	-	-	-	0,76	100,00
227	9025-3	гранит	[ГДП-200]	71,63	0,33	14,69	2,90	-	0,09	0,47	0,82	2,99	4,83	0,12	-	-	-	1,11	99,98
228	113	плагиогранит	[34]	68,92	0,32	14,98	1,84	0,94	0,12	0,69	2,38	3,66	4,61	0,24	0,01	0,06	0,64	1,14	99,41
229	32077-7	лейкогранит	[29]	75,75	0,11	12,83	0,85	0,58	0,02	0,29	0,81	4,75	3,36	0,03	н/о	н/о	0,78	0,40	100,16
230	37	лейкогранит	[34]	77,13	0,10	11,96	0,78	0,71	0,04	0,20	0,47	3,01	4,88	0,04	0,02	0,21	0,55	0,60	100,10
231	4712	лейкогранит	[34]	76,37	0,09	12,37	0,21	0,68	0,06	0,38	1,06	3,74	4,66	0,28	н/о	н/о	0,44	н/д	100,34
232	8060-1	гранит	[ГДП-200]	74,74	0,29	13,95	1,81	-	0,06	0,17	0,57	4,68	2,43	0,04	-	-	-	1,26	100,00
233	4103	гранит	[34]	73,20	0,21	13,65	0,25	1,46	0,07	0,49	1,47	4,03	4,38	0,06	н/д	н/д	0,60	н/д	99,87
234	52141-1	гранит	[29]	75,74	0,18	12,71	0,52	0,62	0,02	0,34	1,33	3,56	4,15	0,01	н/о	0,04	0,84	0,59	100,06
Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый. Вторая фаза																			
235	32079	гранодиорит	[29]	67,57	0,40	15,18	1,16	2,10	0,09	1,49	4,23	4,33	1,34	0,12	н/о	0,15	1,89	1,78	100,05
236	К-87-2	гранодиорит	[ГДП-200]	65,10	0,58	16,11	4,79	-	0,09	1,90	1,59	2,74	3,40	0,13	-	-	-	3,49	99,92
237	472	кварцевый сиенит	[ГДП-200]	66,60	0,49	15,07	3,82	-	0,09	0,97	3,24	3,92	5,00	0,12	-	-	-	0,67	99,99
238	8730	гранодиорит	[34]	67,24	0,49	15,83	1,77	1,97	0,06	1,22	3,78	4,38	1,23	0,12	0,01	0,09	1,46	1,54	99,65
239	3830	гранодиорит	[34]	67,04	0,47	15,38	1,10	2,62	0,12	1,70	3,71	3,45	2,59	0,11	н/о	н/о	1,48	н/д	99,77
Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый. Первая фаза																			
240	42025	диорит	[29]	54,00	1,91	13,00	3,50	5,49	0,15	5,00	7,98	3,30	1,80	0,36	н/о	0,27	3,27	3,05	100,03
241	2289-3	диорит	[34]	57,27	0,35	12,84	2,00	4,34	0,15	7,54	8,70	2,35	0,91	0,04	0,02	0,10	2,91	2,74	99,52
242	324-1	диорит	[ГДП-200]	53,62	0,97	18,30	9,18	-	0,16	3,06	6,35	3,99	0,98	0,25	-	-	-	3,08	99,94
243	К-71-1	диорит	[29]	56,20	0,84	7,69	3,02	7,14	0,06	11,51	8,24	0,79	0,55	0,03	1,79	н/о	2,32	2,40	100,18
244	К-72	диорит	[29]	56,81	0,88	14,63	1,26	5,07	0,11	5,21	7,69	4,87	0,45	0,28	0,03	0,21	2,20	1,72	99,70
245	212	диорит	[34]	55,47	0,75	16,56	3,20	3,68	0,10	4,71	4,05	2,24	3,12	0,19	0,01	2,74	2,77	5,73	99,59

Продолжение прил. 6

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
246	32078-7	диорит	[29]	53,36	0,94	14,97	2,00	5,60	0,14	7,19	7,21	2,40	3,18	0,16	н/о	н/о	2,55	2,50	99,70
247	42119	диорит	[29]	54,94	1,65	12,92	3,05	8,03	0,26	4,98	8,40	3,34	0,29	0,20	н/о	0,08	2,06	1,79	100,20
248	216-1	кварцевый диорит	[34]	59,26	0,70	17,32	2,59	3,66	0,14	2,62	5,66	3,30	1,56	0,21	0,01	0,18	2,30	2,14	99,51
249	06-2	кварцевый диорит	[34]	61,35	0,59	17,26	1,89	3,39	0,12	2,17	5,10	3,60	1,54	0,19	0,01	0,30	1,99	1,80	99,50
250	617-2	кварцевый диорит	[ГДП-200]	60,15	0,89	16,44	6,80	-	0,12	2,52	5,26	3,23	1,98	0,20	-	-	-	2,33	99,92
251	203-5	кварцевый диорит	[ГДП-200]	59,83	0,46	14,97	6,63	-	0,14	4,41	6,38	4,35	0,70	0,05	-	-	-	2,01	99,93
252	324-12	кварцевый диорит	[ГДП-200]	63,79	0,78	14,63	7,27	-	0,08	4,01	1,25	1,91	2,55	0,17	-	-	-	3,46	99,90
253	К-63	кварцевый диорит	[ГДП-200]	58,35	0,73	16,44	8,34	-	0,11	4,76	2,29	3,03	1,97	0,18	-	-	-	3,70	99,90
254	42024-10	кварцевый диорит	[29]	59,46	0,62	17,89	0,76	2,34	0,07	2,49	7,06	6,20	0,66	0,24	н/о	0,06	1,88	2,00	99,73
255	32-10	кварцевый диорит	[ГДП-200]	61,06	0,82	16,00	6,67	-	0,12	2,81	3,92	3,45	2,16	0,18	-	-	-	2,82	100,01
Туранская серия нерасчлененная																			
256	56-8	метаалевролит	[34]	59,94	0,96	18,26	2,14	5,84	0,09	3,18	0,38	0,80	4,94	0,13	0,01	0,04	2,80	2,71	99,51
257	2260-10	метаалевролит	[34]	55,13	1,37	21,87	1,32	8,83	0,11	2,29	0,61	1,97	3,08	0,07	0,13	0,19	3,27	2,78	100,24
258	62039-3	метаалевролит	[29]	64,93	0,70	16,48	1,08	3,52	0,09	1,51	0,98	3,37	3,72	0,29	н/о	0,15	2,99	н/д	99,81
Елнинская толща																			
259	6249-6	гнейс биотит-силлиманит-гранитовый	[34]	67,20	0,96	15,19	1,32	5,96	0,09	2,27	0,69	0,75	3,50	0,09	н/д	0,23	1,61	1,38	99,86
260	6249-5	амфиболит роговообманковый	[34]	52,84	1,93	19,72	0,90	10,50	0,24	3,41	2,32	2,63	2,80	0,11	0,55	н/д	2,07	1,53	100,02
Метасоматиты																			
261	32045-7	метасоматит	[29]	89,94	0,13	4,02	0,21	1,78	0,40	0,63	0,68	0,32	0,92	0,03	н/о	0,16	0,72	н/д	99,94
262	32036	метасоматит	[29]	71,33	0,50	13,73	2,49	1,90	0,09	1,20	0,32	2,46	3,50	0,07	н/о	0,18	2,48	н/д	100,25
263	337-27	метасоматит	[ГДП-200]	89,34	0,13	3,25	2,68	-	0,55	1,04	0,39	1,14	0,11	н/о	-	-	-	1,36	99,99
264	351-6	метасоматит	[ГДП-200]	84,64	0,20	3,63	6,28	-	2,05	1,20	0,26	0,04	0,04	0,07	-	-	-	1,55	99,96
265	К-93-3	метасоматит	[ГДП-200]	90,06	0,04	1,83	4,14	-	1,95	0,11	0,56	<0,25	0,07	0,04	-	-	-	1,14	100,19
266	641-6	метасоматит	[ГДП-200]	77,03	0,27	6,09	4,88	-	3,64	1,09	4,93	<0,25	0,19	0,27	-	-	-	1,51	100,15
267	42-19	метасоматит	[ГДП-200]	89,10	0,09	1,74	4,03	-	1,26	0,44	0,51	н/о	0,13	0,03	-	-	-	2,67	100,00
268	890-12	метасоматит	[ГДП-200]	90,17	0,09	3,99	2,34	-	0,40	0,48	0,17	1,01	0,46	0,04	-	-	-	0,83	99,98
269	46-10	метасоматит	[ГДП-200]	87,34	0,11	1,99	5,91	-	1,40	0,57	0,25	н/о	0,20	0,06	-	-	-	2,18	100,01
270	57-7	метасоматит	[ГДП-200]	82,34	0,17	3,45	8,58	-	1,79	н/о	1,44	0,32	0,06	0,06	-	-	-	1,76	99,97
271	59-16	метасоматит	[ГДП-200]	70,12	0,18	10,46	2,69	-	12,71	0,24	2,60	н/о	0,04	0,02	-	-	-	0,94	100,00
272	46-9	метасоматит	[ГДП-200]	90,61	0,09	2,27	2,95	-	0,95	0,50	0,23	<0,25	0,78	0,04	-	-	-	1,48	100,15
273	8008-4	метасоматит	[ГДП-200]	80,63	0,21	9,76	2,83	-	0,18	0,53	0,29	2,44	1,70	0,03	-	-	-	1,41	100,01
274	51-12	метасоматит	[ГДП-200]	80,25	0,24	11,07	1,57	-	н/о	0,30	0,41	4,37	0,96	0,04	-	-	-	0,77	99,98
275	741-1	метасоматит	[ГДП-200]	94,59	0,04	0,19	3,08	-	0,35	0,42	0,21	0,10	0,10	0,07	-	-	-	0,80	99,95
276	22116-4	метасоматит	[29]	80,12	0,21	9,49	1,25	0,60	0,04	0,36	0,25	1,10	5,70	0,05	н/о	0,30	0,47	н/д	99,94
277	814	метасоматит	[ГДП-200]	83,81	0,18	4,57	4,71	-	2,71	0,70	0,87	0,49	0,42	0,06	-	-	-	1,47	99,99
278	835-24	метасоматит	[ГДП-200]	77,18	0,17	3,56	8,66	-	5,09	0,75	1,05	н/о	0,29	0,33	-	-	-	2,94	100,02
279	383-18	метасоматит	[ГДП-200]	84,64	0,20	4,40	4,21	-	1,69	0,95	0,41	0,11	1,06	0,08	-	-	-	2,06	99,81
280	98-6	метасоматит	[ГДП-200]	84,77	0,22	6,24	3,25	-	0,74	1,09	0,49	0,21	1,70	0,07	-	-	-	1,18	99,96

Окончание прил. 6

№ п/п	№ проб	Название породы	№ источника	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
281	495-4	метасоматит	[ГДП-200]	80,92	0,01	11,03	1,13	-	0,04	0,06	2,16	3,89	0,31	0,01	-	-	-	0,42	99,98
282	62023-2	метасоматит	[29]	93,37	0,09	2,26	0,52	0,96	0,23	0,63	0,17	0,18	0,50	0,04	н/о	н/о	0,77	н/д	99,72

Содержания редких и малых элементов в магматических, метасоматических и осадочных породах

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
Ниннинский комплекс ультрабазит-базитовый																		
1	97-8	габбро	0,74	38,94	316,62	207,11	46,54	71,97	62,06	108,49	17,56	9,24	1404,97	17,88	97,23	2,00	0,46	338,25
2	866-5	габбро	0,58	41,17	292,85	54,87	32,24	40,68	53,10	81,91	19,98	18,44	731,80	24,88	21,14	4,15	1,04	246,89
3	859-8	перидотит	0,14	18,09	38,77	571,49	44,65	224,95	34,80	54,51	12,30	1,28	1987,66	4,08	12,02	0,28	0,07	70,43
4	876-10	перидотит	0,22	41,94	411,43	69,52	36,87	27,43	97,09	108,60	19,82	2,12	1061,82	11,95	8,05	0,54	0,05	82,69
5	351-11	монцогаббро	0,65	47,06	270,02	110,50	48,57	54,91	57,88	123,90	19,46	7,74	271,85	35,01	69,03	5,89	0,57	74,33
6	859-2	пироксенит	0,23	19,37	60,57	1821,17	103,24	1296,47	109,85	68,13	6,30	1,30	48,34	3,97	8,88	0,50	0,16	103,39
7	859-4	дунит	0,23	14,14	39,71	1461,00	123,52	1230,06	148,19	63,60	4,55	4,45	156,23	2,56	5,10	0,50	0,27	112,85
8	878-15	дунит	0,46	6,27	27,68	2064,86	145,87	1758,74	59,64	93,20	2,64	1,16	8,73	1,30	14,86	0,34	0,10	33,21
9	498-1	габбродиорит	0,63	40,08	139,02	546,35	35,40	288,52	132,60	50,12	14,53	25,43	504,37	13,33	25,58	2,00	0,80	201,24
10	К-67-1	габбро	0,81	48,59	394,66	1684,62	70,30	249,00	30,49	225,93	16,19	8,00	1276,72	18,57	25,73	1,47	0,31	156,15
11	481-14	габбро	0,62	32,11	205,47	234,31	39,66	176,96	107,42	-	16,81	23,29	503,00	20,77	24,92	2,49	0,95	242,35
12	501-5	габбро	0,72	26,98	215,58	55,85	29,23	34,14	59,95	37,92	19,08	9,09	485,31	13,87	14,02	2,54	0,47	148,19
13	886-7	монцогаббро	0,86	47,36	454,58	99,82	48,15	45,28	69,21	61,13	20,46	32,94	78,13	50,59	6,69	3,56	1,64	443,68
14	874-20	габбро	0,65	26,76	135,75	734,64	49,12	424,83	258,73	0,24	16,46	10,11	482,70	6,90	3,44	0,39	0,58	122,56
15	481-13	габбро	0,68	28,51	195,53	82,37	31,12	158,66	231,56	39,67	17,65	27,68	841,82	18,33	17,82	2,11	0,86	239,10
16	К-67-2	габбро	0,87	45,05	279,04	1570,68	55,78	276,91	78,84	152,20	16,64	10,33	319,72	18,88	23,79	1,56	0,79	102,92
17	608-3	пироксенит	0,30	34,51	130,33	1332,27	71,48	575,54	93,03	99,10	9,61	2,29	26,08	9,82	13,76	0,64	0,27	21,76
18	46-24	монцогаббро	1,36	21,91	198,13	195,08	30,79	84,75	42,97	79,18	15,11	40,28	115,56	18,23	21,83	5,99	1,29	931,20
19	855-21	габбро	0,58	26,89	288,22	22,04	28,81	25,86	130,12	432,50	18,02	8,82	292,61	23,07	4,51	2,35	0,12	64,50
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Первая фаза																		
20	360-9	габбро	1,52	30,86	243,55	24,83	25,57	10,57	16,73	129,96	22,35	28,28	678,10	20,79	44,33	6,22	2,94	971,25
21	360-10	кварцевый диорит	1,68	19,22	133,04	34,36	16,96	9,49	19,39	99,74	20,14	70,93	616,91	11,08	58,81	6,10	2,74	1107,90
22	76-2	диорит	1,57	23,02	137,70	34,30	21,19	14,54	27,88	117,70	22,80	52,80	531,76	22,62	36,49	7,77	3,23	1023,98
Вангинская свита																		
23	К-122-1	андезит	2,28	14,01	122,49	35,03	9,95	16,64	17,25	15,02	31,96	6,66	138,05	24,81	159,81	9,13	0,23	32,61
24	122-4	трахиандезит	3,90	14,18	169,99	75,55	11,54	39,55	39,31	108,35	28,48	316,68	169,85	51,38	207,35	14,79	19,16	949,21
25	К-122-13	трахиандезит	0,66	24,38	251,06	223,87	52,11	162,20	57,41	15,18	18,83	64,73	351,50	18,01	66,64	3,28	4,37	422,45
26	К-123-10	трахиандезибазальт	0,98	26,16	294,63	10,15	21,38	5,89	24,36	32,89	22,86	8,35	89,87	41,01	148,71	7,25	0,68	59,36
27	771-30	дацит	1,11	15,78	167,79	88,91	13,84	27,96	46,32	164,90	17,22	77,48	87,84	19,31	133,30	9,89	3,61	628,38
Талданский комплекс андезитовый																		
28	376-9	базальт	0,94	23,27	207,18	711,52	43,88	272,63	29,36	80,01	16,98	9,89	1041,04	16,42	129,98	3,20	0,65	172,01
Тунгалинский комплекс субвулканический риолит-трахибазальт-базальтовый																		
29	46-23	базальт	0,40	38,04	256,29	249,24	38,89	64,29	-	62,13	12,68	14,66	3,93	4,03	2,08	4,39	0,34	21,44
30	62-2	трахибазальт	0,50	47,63	557,52	175,29	34,80	44,62	38,18	128,52	23,11	25,84	178,43	39,16	23,28	3,55	0,75	161,44

Продолжение прил. 7

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
31	914-18	трахибазальт	0,52	48,07	519,52	245,84	54,52	69,01	78,05	119,20	21,23	33,72	142,65	33,91	31,94	3,09	2,04	140,88
32	65	базальт	0,77	53,79	407,08	84,33	44,68	56,50	26,93	134,32	16,53	4,93	326,28	56,36	46,13	4,34	1,60	84,09
33	312-13	базальт	0,49	42,87	585,82	218,07	53,17	74,26	83,55	102,67	17,99	27,56	446,79	35,26	18,64	2,58	0,86	141,54
34	914-18А	трахибазальт	0,64	44,08	380,23	132,06	53,97	52,27	79,92	20,15	17,46	23,94	93,10	41,42	3,57	2,74	1,48	81,90
35	656-1	трахибазальт	0,63	42,03	357,08	306,60	46,74	63,41	66,71	27,45	17,13	4,23	142,10	35,86	8,57	2,00	0,22	31,74
36	694-3	трахибазальт	0,78	36,42	251,18	540,07	53,55	161,50	117,83	74,59	18,05	27,85	1054,37	27,16	13,80	3,44	0,96	118,65
37	62-4	трахибазальт	0,81	49,25	383,60	146,53	39,67	46,04	64,11	121,57	18,80	12,84	90,48	51,61	8,17	4,36	0,45	64,75
38	692-2	трахибазальт	3,02	18,63	121,03	68,39	8,55	21,31	47,38	115,11	26,95	149,99	262,47	37,29	79,91	15,39	8,67	654,92
39	8000-4	умереннощелочной пикробазальт	0,60	41,63	568,04	72,02	41,51	44,39	60,60	174,35	24,46	5,46	417,61	65,05	27,03	4,99	5,07	193,01
40	8017-4	базальт	0,33	37,73	446,42	161,45	37,01	65,16	73,25	138,78	19,77	19,89	277,20	55,63	13,12	2,89	0,64	200,94
41	8019-2	базальт	0,06	37,94	221,17	390,58	38,91	53,90	29,91	66,89	11,15	2,38	182,84	17,08	4,96	0,54	-	19,61
Амканская свита																		
42	22	алевролит	2,07	10,11	75,93	41,25	3,58	11,12	-	71,30	16,67	90,30	156,13	20,08	58,60	9,23	4,34	434,55
43	22-6	песчаник	1,69	5,59	30,86	23,06	6,07	8,80	-	53,49	12,39	58,11	153,57	15,38	51,07	6,13	2,41	362,51
44	102-1	алевролит	2,83	13,82	78,23	110,24	7,85	48,97	16,21	73,37	19,58	103,62	317,47	35,78	193,46	11,66	5,17	804,28
45	105-8	алевролит	2,85	14,03	77,68	58,86	4,58	13,99	13,65	93,01	20,80	141,77	286,94	30,11	195,68	11,96	5,82	854,20
Вачеланский комплекс гранит-лейкогранитовый																		
46	24	гранит	1,47	2,12	5,35	18,34	1,51	5,96	-	94,72	11,95	169,24	4,54	2,43	3,17	7,12	3,03	127,75
47	72-5	умереннощелочной гранит	3,25	12,94	9,59	15,18	1,76	9,56	25,29	317,67	23,35	149,02	664,95	37,47	225,24	12,91	3,37	2259,07
49	72-10	лейкогранит	3,13	3,31	5,67	9,13	0,88	6,39	10,74	113,02	21,94	182,18	58,41	23,82	88,64	13,27	1,96	217,30
49	75	лейкогранит	2,14	3,74	10,96	11,48	1,73	8,47	11,87	103,13	14,85	197,99	159,42	9,64	77,46	5,09	3,05	751,85
50	76	умереннощелочной лейкогранит	3,61	4,35	8,89	5,78	1,03	5,39	15,28	63,76	19,42	321,73	90,70	24,47	85,79	9,73	9,47	154,29
51	76-1	умереннощелочной лейкогранит	3,26	3,96	7,96	9,87	1,02	4,85	16,32	105,16	17,35	308,14	81,81	12,81	96,29	8,74	5,57	158,48
52	77-6	гранит	2,44	4,60	11,60	28,09	1,91	11,04	13,35	134,04	17,80	230,19	97,12	15,29	98,57	8,75	2,75	250,42
53	80-5	умереннощелочной лейкогранит	1,66	5,07	10,67	30,91	1,26	13,08	18,40	107,47	15,63	154,46	227,17	6,29	88,55	3,93	2,68	970,63
54	80-23	лейкогранит	2,45	5,76	18,38	9,21	2,19	6,19	30,39	136,97	20,21	67,34	421,21	11,02	58,74	2,80	1,85	335,69
55	80-25	лейкогранит	2,57	4,50	12,10	38,84	3,86	15,67	38,70	99,41	16,74	148,34	295,08	14,03	87,74	6,64	2,27	613,61
Наптаргинская свита																		
56	8104-3	алевролит	1,34	9,37	66,79	48,71	7,03	22,78	-	59,23	10,49	52,76	761,13	18,97	61,61	7,01	1,80	147,72
Пиканский комплекс габбро-плагиогранитовый																		
57	337-16А	габбро	0,86	21,62	234,99	23,78	32,65	19,12	127,15	72,26	18,23	9,51	716,58	20,07	10,86	5,01	0,74	307,72
58	341	перидотит	0,58	35,93	395,86	66,28	36,93	42,11	27,22	94,28	18,52	13,42	663,80	46,74	46,20	3,63	1,32	78,98
59	343-39	габбро	0,79	42,71	434,62	94,70	40,50	56,40	38,06	146,09	19,86	15,23	87,66	47,08	13,93	2,64	1,11	38,04
60	44-8	умереннощелочной лейкогранит	0,28	1,46	6,12	15,70	1,36	6,70	6,66	19,84	10,84	39,84	44,29	2,64	25,47	0,69	0,58	499,02
61	383-7	плагиогранит	6,97	9,84	39,23	42,44	8,55	21,75	12,86	71,38	15,29	61,39	331,50	28,32	151,65	9,66	3,09	853,59
62	100-11	лейкогранит	1,14	5,79	9,07	12,80	1,88	6,02	9,76	103,47	14,03	29,95	480,69	15,92	65,52	8,13	0,92	704,55
63	100-12	умереннощелочной лейкогранит	1,13	5,06	8,61	4,38	1,01	4,43	10,06	86,96	14,04	98,84	257,24	17,47	57,00	7,12	1,20	899,04
64	100-13	умереннощелочной лейкогранит	1,51	5,63	5,85	19,39	1,26	9,65	9,47	<0,001	16,14	172,94	25,75	20,17	73,41	11,38	1,50	50,43
Гимгинский комплекс гранодиорит-гранитовый																		

Продолжение прил. 7

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
65	604-3	гранодиорит	1,37	13,53	93,57	23,68	7,91	15,22	16,12	25,88	16,45	28,03	508,53	28,73	12,55	7,42	0,90	196,39
66	1012	гранит	1,33	11,87	24,53	27,64	4,38	21,68	26,13	55,59	17,69	99,22	165,96	40,61	32,30	12,13	2,19	1033,64
67	8060-1	гранит	0,87	8,16	13,68	15,73	1,94	6,12	6,63	55,42	13,67	38,08	120,32	17,68	61,92	4,86	0,47	416,84
Бочагорская свита																		
68	111-1	щелочной трахит	0,53	63,67	606,67	148,97	65,70	65,92	81,88	184,91	30,29	1,87	1195,50	66,61	63,34	4,76	1,42	48,03
69	111-2	трахибазальт	0,56	30,98	250,51	76,14	29,19	41,12	31,28	79,03	16,30	18,04	345,35	13,55	35,45	10,47	0,81	1363,73
70	379-16	трахиандезитобазальт	1,49	26,07	318,49	134,06	28,79	68,73	32,35	146,40	16,88	29,48	248,96	31,43	45,26	13,97	1,78	926,61
71	383-23	трахибазальт	1,16	30,91	448,32	163,18	40,87	119,62	53,04	56,62	22,99	20,02	265,53	29,80	18,32	18,78	0,87	261,05
72	422	песчаник	2,39	11,96	74,35	41,22	2,53	7,77	12,86	89,90	18,53	101,92	256,42	23,69	135,26	10,58	4,37	926,25
73	808	песчаник	2,69	14,12	103,00	66,90	8,37	16,55	28,09	121,02	21,10	171,64	379,55	27,20	124,96	11,49	5,39	957,89
74	716-1	базальт метаморфизованный	1,10	28,52	288,98	124,67	40,85	49,77	51,11	43,62	16,85	24,85	410,05	34,62	23,09	6,52	1,42	212,91
75	444	алевролит	1,54	8,59	62,07	40,42	3,34	12,30	23,00	90,54	16,65	98,66	365,31	21,32	53,52	9,01	3,14	549,10
76	453-5	песчаник	0,75	40,82	300,16	111,01	45,04	53,02	54,87	139,16	19,62	14,28	298,28	32,06	49,21	6,15	1,23	101,44
77	461-9	дацит метаморфизованный	0,20	30,03	240,47	256,76	32,20	54,58	91,94	141,48	17,08	22,06	471,87	30,08	25,81	6,21	1,25	264,05
78	807-7	песчаник	1,84	9,91	95,68	42,41	6,08	11,88	23,18	94,33	17,51	107,47	378,68	22,03	33,18	9,38	4,27	553,40
79	808-4	песчаник	1,82	5,37	36,77	17,49	4,63	3,74	6,20	79,40	15,51	110,94	157,85	11,29	26,39	6,87	3,85	737,42
80	812-2	алевролит	1,74	8,56	71,31	36,41	9,19	13,15	15,65	130,66	17,29	110,94	254,15	20,31	46,97	8,74	4,17	586,24
81	839-15	дацит метаморфизованный	0,48	4,41	24,77	21,38	3,98	12,94	18,93	39,91	7,29	18,30	63,04	9,99	48,72	4,12	0,77	104,70
Нектерская свита																		
82	117-9	базальт	0,62	45,24	482,36	279,26	41,29	105,42	65,23	134,00	18,90	1,78	285,43	32,92	17,84	4,78	0,12	23,14
83	385-15	базальт	0,62	51,98	881,97	177,53	39,28	58,24	64,87	86,16	23,20	1,00	556,42	64,33	30,35	8,27	0,12	24,06
Джескогонская свита																		
84	98	алевролит	1,20	7,67	42,57	62,48	13,10	10,22	19,73	-	18,93	28,58	138,16	39,60	8,74	6,81	0,77	327,12
85	724-8	алевролит	1,23	11,10	109,59	53,47	4,45	12,92	20,32	143,72	16,61	92,66	297,88	21,72	48,73	10,53	4,17	652,13
86	956-35	алевролит	1,30	11,87	104,22	54,37	5,76	10,85	23,18	155,43	17,79	94,10	359,16	26,04	50,90	11,17	4,14	650,83
Типаринская свита																		
87	319-3	алевролит	2,56	5,39	10,51	10,02	1,07	7,76	16,60	74,36	15,89	111,28	97,28	31,38	202,35	38,02	3,28	745,29
88	320-9	алевролит	1,38	8,05	43,00	26,25	1,74	12,30	8,91	57,56	14,33	70,52	83,14	11,29	92,28	8,99	3,97	321,41
89	324-11	дацит	0,75	10,37	85,40	271,42	12,10	86,15	21,06	40,87	11,21	13,39	223,15	11,05	22,91	3,47	0,50	128,40
Ольдойская свита																		
90	12	песчаник	0,71	11,45	92,18	338,56	17,33	135,40	-	50,78	10,82	15,54	329,78	13,39	26,95	4,15	0,59	197,25
91	320-22	алевролит	0,38	5,30	42,85	27,59	6,06	10,06	18,07	105,15	9,70	7,04	81,06	8,35	65,10	3,58	0,43	69,18
Теплоключевская свита																		
92	43	базальт метаморфизованный	0,11	4,08	11,93	19,61	44,02	28,44	43,15	70,25	5,38	16,68	5,51	3,77	1,43	3,17	18,39	74,40
93	661-3	базальт	0,39	38,20	232,15	251,55	44,12	62,90	80,81	27,60	15,05	39,01	232,37	19,39	1,88	1,38	1,76	121,30
94	703-2	трахибазальт	1,17	22,54	242,98	141,48	35,03	50,60	36,64	22,13	23,36	21,25	550,01	24,21	31,11	33,34	0,96	288,69
95	670-1	базальт	0,70	33,13	303,91	84,68	35,70	39,80	64,97	47,50	13,20	5,56	116,35	34,69	5,16	1,99	0,29	36,91
96	660-3	базальт	0,62	44,57	369,79	224,81	39,48	59,80	44,72	81,91	18,79	26,50	199,15	35,97	9,60	3,32	0,92	151,47
97	665-1	метапесчаник	1,89	9,94	58,55	38,24	4,80	4,55	16,19	143,78	17,15	92,65	132,40	19,98	77,51	8,36	3,98	566,29
98	668-1	метаалевролит	3,61	16,61	113,14	107,84	6,83	26,71	50,02	95,90	25,17	168,55	153,22	34,76	119,74	14,08	7,42	803,03

Продолжение прил. 7

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
99	703-8	метапесчаник	1,19	6,04	32,76	27,61	4,12	4,73	12,41	61,18	13,48	51,82	41,82	19,95	54,60	5,72	1,60	245,32
100	1047-3	метаалевролит	2,60	14,63	102,23	48,97	7,06	11,93	45,68	76,02	21,30	118,58	91,55	29,43	105,40	12,54	4,71	538,18
101	160-3	базальт	5,34	14,37	206,09	89,53	19,76	63,59	51,77	92,22	16,75	1,37	282,82	19,47	113,43	8,64	0,12	24,94
102	160-16	базальт метаморфизованный	0,56	42,46	416,56	316,70	28,92	59,56	49,93	78,44	19,04	4,14	671,97	35,90	7,92	3,35	0,40	45,36
103	209-4	базальт метаморфизованный	2,19	32,76	364,95	446,87	30,23	143,12	62,44	113,71	20,62	93,17	135,85	19,43	10,72	3,39	4,36	509,15
104	53-27	трахибазальт метаморфизованный	0,79	23,42	229,88	23,23	23,15	17,33	20,02	62,01	14,71	3,27	445,73	21,77	5,69	7,07	0,10	164,73
105	54-3	метапесчаник	1,69	5,60	35,69	31,87	2,73	7,16	2,38	46,26	14,60	93,47	131,23	15,63	55,90	8,51	2,93	489,27
106	54-8	метаалевролит	1,61	4,45	23,39	17,22	1,00	1,36	-	40,56	13,01	76,82	96,00	16,09	53,20	6,49	1,55	344,50
107	54-9	метапесчаник	1,58	6,03	34,77	34,50	4,73	8,63	-	33,15	12,68	75,18	116,45	16,08	42,63	5,92	1,95	530,47
108	54-10	трахибазальт метаморфизованный	0,52	39,39	423,88	124,61	35,76	41,23	29,77	88,56	19,03	29,15	320,67	40,81	7,12	2,82	1,67	262,56
109	55-5	базальт метаморфизованный	0,09	4,60	16,77	21,08	30,96	22,40	59,30	78,70	4,98	13,47	78,98	18,61	12,94	3,65	14,25	694,01
110	326-9	базальт метаморфизованный	0,20	5,99	58,58	17,17	11,43	58,23	22,10	49,79	3,69	6,03	82,42	19,65	11,99	2,19	3,60	97,57
Гармаканская свита																		
111	640-3	алевролит филлитизированный	2,92	11,77	88,97	96,86	4,33	19,07	27,69	92,42	22,32	141,63	57,85	11,78	106,27	14,32	6,73	634,83
112	680-2	алевролит филлитизированный	2,35	12,38	88,36	49,46	4,17	7,40	30,85	77,58	20,79	127,64	95,18	21,82	93,82	11,37	5,91	544,21
113	1073	алевролит филлитизированный	2,71	13,58	84,43	66,02	8,22	28,26	53,39	68,34	20,62	135,73	61,54	26,75	112,21	12,22	6,72	538,40
114	712-1	алевролит филлитизированный	1,76	16,19	105,95	76,03	8,24	16,18	24,84	66,93	20,23	89,28	169,98	23,42	54,79	11,48	4,41	428,12
115	349-6	метапесчаник	1,70	8,42	58,87	37,77	10,04	15,93	24,63	82,04	14,76	91,57	205,95	17,57	41,06	8,32	4,42	482,39
116	8024-1	алевролит филлитизированный	1,69	9,46	65,22	41,88	4,19	7,78	22,35	88,42	16,37	102,70	193,04	20,12	52,00	9,68	4,63	530,76
Зубаревская свита																		
117	14	базальт метаморфизованный	0,97	43,40	251,60	293,65	37,89	48,28	-	85,66	14,95	1,27	70,16	24,88	15,16	1,14	0,07	39,05
118	42-7	трахибазальт метаморфизованный	0,39	27,48	220,82	317,90	45,40	139,59	-	102,41	15,62	4,94	1,97	4,34	1,03	10,63	0,15	3,38
119	42-10	риодацит метаморфизованный	0,50	30,27	235,59	536,02	50,23	98,61	57,30	135,37	15,39	16,20	80,19	20,36	56,18	20,87	0,93	99,61
120	45	базальт метаморфизованный	0,55	39,11	411,91	37,10	41,49	44,33	32,34	88,92	15,91	4,82	350,95	37,34	41,39	3,22	8,27	240,22
121	351-15	метаандезит	0,56	32,25	261,96	88,58	41,63	40,57	49,65	121,79	22,74	17,03	322,33	16,78	71,70	3,82	1,42	248,03
122	46-5	метаандезит	0,25	36,02	283,16	291,59	35,93	42,69	38,45	56,94	12,53	2,55	703,26	23,37	26,60	0,88	0,14	46,78
123	351-3	метаандезит	0,50	39,93	314,02	168,41	41,91	46,73	49,69	88,54	17,14	12,12	256,78	27,12	18,39	1,44	0,72	45,45
124	351-10	метаандезит	0,53	38,19	216,69	82,31	32,20	40,63	46,97	84,41	16,25	7,36	268,34	28,00	28,37	5,67	0,50	42,56
125	351-12	дацит метаморфизованный	1,83	16,59	900,35	44,81	60,57	242,93	115,87	426,42	10,87	2,30	179,00	138,30	36,05	6,87	0,24	53,68
126	351-14	метапесчаник	2,75	9,43	60,91	46,92	7,68	23,03	27,72	94,94	17,29	177,65	68,10	22,95	86,63	10,15	5,98	624,58
127	351-17	метапесчаник	2,30	10,08	88,61	48,79	5,99	28,80	19,28	131,50	18,34	135,58	31,91	13,42	89,30	4,96	5,98	583,72
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Третья фаза																		
128	К-26	гранит	2,37	4,87	25,29	18,97	3,60	5,69	32,11	49,10	16,19	127,88	260,92	24,74	15,64	11,38	2,15	691,23
129	К-19	гранит	1,48	5,32	32,55	23,84	5,12	8,40	20,75	33,65	14,65	23,93	195,81	24,62	14,01	7,04	0,58	193,15
130	8098	гранит	2,95	5,55	19,48	16,19	3,83	9,12	6,82	63,89	15,78	150,12	185,76	13,22	31,84	11,20	4,97	672,71
131	9025-3	гранит	4,71	1,95	17,46	64,56	3,43	6,04	15,71	53,05	16,30	200,44	165,21	9,90	59,30	9,92	9,07	486,28
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Вторая фаза																		
132	К-87-2	гранодиорит	2,42	9,91	72,73	48,03	5,98	13,67	35,69	38,00	19,20	112,00	178,20	20,79	45,12	10,60	4,62	572,51

Окончание прил. 7

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Первая фаза																		
133	32-10	кварцевый диорит	1,08	12,88	105,08	25,13	10,92	14,06	-	60,23	12,50	76,06	8,77	3,61	0,72	6,24	1,26	63,28
134	89	кварцевый диорит	1,31	22,59	345,04	1354,03	3,42	217,48	75,98	210,32	21,21	22,04	2539,11	24,11	61,49	7,62	0,65	624,82
135	617-2	кварцевый диорит	1,29	21,75	192,79	32,39	13,86	14,63	24,18	60,75	18,87	66,78	360,91	27,65	8,33	7,72	1,82	409,40
136	203-5	кварцевый диорит	1,15	24,76	121,95	224,42	24,22	69,39	13,36	27,22	16,34	14,11	107,66	25,12	20,92	5,37	0,51	169,59
137	324-1	диорит	0,97	20,22	160,95	10,79	18,14	3,56	22,06	55,38	21,08	30,05	414,74	28,70	40,86	5,08	0,81	332,68
138	324-12	кварцевый диорит	1,42	17,89	120,14	260,06	19,96	177,88	22,26	78,15	17,86	82,18	96,43	17,84	46,09	7,79	2,66	492,97
139	К-63	кварцевый диорит	1,25	18,22	130,79	307,68	26,16	183,27	86,04	48,98	18,40	63,34	268,82	17,13	9,71	5,20	2,41	335,98

Содержания редкоземельных и радиоактивных элементов в магматических, метасоматических и осадочных породах

№ п/п	№ пробы	Название породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Pt
Ниннинский комплекс ультрабазит-базитовый																					
1	97-8	габбро	19,27	46,76	6,47	28,03	6,18	1,78	6,76	0,90	4,94	0,68	2,55	0,29	2,08	0,27	1,79	7,55	2,04	0,73	-
2	866-5	габбро	13,10	34,68	5,02	23,47	6,23	1,34	7,93	1,21	7,11	1,04	3,74	0,49	3,03	0,40	0,97	5,52	1,60	0,42	-
3	859-8	перидотит	3,19	6,90	0,94	4,39	0,97	0,47	1,22	0,13	1,06	0,12	0,56	0,02	0,49	0,02	0,27	2,96	0,10	0,00	-
4	876-10	перидотит	5,58	15,53	2,45	12,91	3,43	1,55	4,35	0,60	3,55	0,49	1,78	0,18	1,37	0,16	0,37	1,13	0,08	0,01	-
5	351-11	монцогаббро	6,67	14,29	2,38	15,80	4,61	1,63	6,35	0,80	6,68	1,05	3,68	0,38	2,93	0,29	1,65	1,26	0,53	0,17	-
6	859-2	пироксенит	2,05	5,92	0,49	2,69	0,60	0,22	0,76	0,09	0,74	0,14	0,48	0,06	0,52	0,08	0,31	0,63	0,58	0,17	-
7	859-4	дунит	1,42	4,73	0,33	1,93	0,45	0,18	0,58	0,07	0,53	0,09	0,33	0,04	0,32	0,05	0,20	1,17	0,31	0,09	-
8	878-15	дунит	1,64	5,89	0,38	1,98	0,38	0,12	0,41	0,04	0,31	0,05	0,17	0,02	0,19	0,03	0,42	0,87	0,32	0,14	-
9	498-1	габбродиорит	7,14	13,23	1,82	11,09	2,64	0,78	3,06	0,36	2,70	0,44	1,50	0,17	1,39	0,17	0,93	6,02	2,26	0,53	-
10	К-67-1	габбро	8,20	26,30	3,99	19,85	4,65	1,46	5,21	0,74	4,01	0,75	2,04	0,27	1,72	0,26	1,36	5,27	1,47	0,54	-
11	481-14	габбро	9,15	24,39	3,48	16,95	4,23	1,14	5,01	0,72	4,19	0,86	2,38	0,33	2,04	0,30	1,24	4,18	2,02	0,56	0,96
12	501-5	габбро	9,07	20,65	2,69	12,09	2,83	1,06	3,27	0,48	2,78	0,57	1,57	0,22	1,41	0,22	0,71	4,80	1,08	0,34	0,03
13	886-7	монцогаббро	5,81	18,39	3,18	17,31	5,86	1,97	8,49	1,49	9,82	2,09	5,70	0,80	4,75	0,60	0,73	2,81	0,36	0,43	0,03
14	874-20	габбро	6,14	12,53	1,38	5,50	1,07	0,70	1,29	0,19	1,20	0,27	0,86	0,14	1,00	0,17	0,20	4,21	0,58	0,13	0,02
15	481-13	габбро	7,99	20,20	2,91	13,88	3,61	0,96	4,23	0,63	3,71	0,73	2,06	0,28	1,76	0,26	0,96	4,12	2,87	0,82	0,02
16	К-67-2	габбро	8,30	26,18	3,88	19,39	4,62	1,39	5,04	0,70	3,99	0,76	2,03	0,28	1,74	0,26	1,35	71,26	1,10	0,51	0,03
17	608-3	пироксенит	3,48	8,94	1,18	5,58	1,43	0,41	1,77	0,28	1,82	0,39	1,15	0,18	1,20	0,19	0,56	8,13	0,67	0,25	0,09
18	46-24	монцогаббро	12,20	29,20	3,99	18,12	4,07	1,34	5,00	0,63	3,78	0,69	1,99	0,22	1,70	0,21	0,90	5,57	1,16	0,36	-
19	855-21	габбро	9,62	27,88	4,16	20,69	5,09	1,43	5,80	0,71	4,29	0,77	2,28	0,23	2,01	0,21	0,16	27,85	0,96	0,38	-
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Первая фаза																					
20	360-9	габбро	30,56	78,98	8,38	33,46	6,69	1,99	7,78	1,05	5,74	0,80	3,01	0,37	2,56	0,35	1,29	12,77	3,01	0,76	-
21	360-10	кварцевый диорит	26,41	75,38	5,76	20,03	3,63	1,13	4,12	0,50	2,85	0,40	1,66	0,20	1,59	0,20	1,90	13,89	6,69	1,34	-
22	76-2	диорит	21,12	56,96	5,17	27,74	5,34	1,55	5,98	0,61	4,48	0,68	2,46	0,27	2,26	0,27	1,10	12,35	4,54	0,96	-
Вангинская свита																					
23	К-122-1	андезит	25,61	57,17	6,43	29,84	6,44	1,46	7,57	0,96	5,72	1,00	2,96	0,38	2,66	0,36	5,19	12,34	4,77	1,15	0,05
24	122-4	трахиандезит	35,44	91,07	9,54	43,22	9,73	1,38	11,48	1,62	10,67	2,05	6,54	0,87	5,98	0,80	6,70	27,51	10,98	3,07	0,08
25	К-122-13	трахиандезит	7,12	18,14	2,58	13,55	3,68	1,14	4,72	0,66	4,21	0,78	2,27	0,28	1,95	0,26	2,44	2,89	0,96	0,42	0,02
26	К-123-10	трахиандезитобазальт	14,72	40,58	5,25	27,28	7,28	1,96	9,22	1,34	8,95	1,69	5,09	0,66	4,61	0,64	4,71	5,20	1,81	0,76	0,05
27	771-30	дацит	25,69	63,43	6,32	21,02	4,73	1,22	5,38	0,79	4,47	0,90	2,54	0,36	2,12	0,34	3,02	14,17	6,08	1,66	0,08
Талданский комплекс андезитовый																					
28	376-9	базальт	15,38	39,55	5,07	21,50	4,77	1,40	5,60	0,77	4,45	0,63	2,38	0,28	2,03	0,25	2,19	5,14	1,45	0,48	-
Тунгалинский комплекс субвулканический риолит-трахибазальт-базальтовый																					
29	46-23	базальт	4,17	4,56	4,46	4,77	4,75	3,93	5,28	4,91	4,83	4,60	4,49	4,05	4,10	3,92	2,85	3,36	2,60	2,38	-
30	62-2	трахибазальт	6,91	19,07	3,33	17,54	5,76	1,92	8,67	1,56	9,88	1,57	5,79	0,83	4,92	0,67	0,72	1,14	0,19	0,09	-

№ п/п	№ пробы	Название породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Pt
31	914-18	трахибазальт	6,14	19,19	3,31	17,29	5,68	1,93	8,54	1,49	9,42	1,46	5,27	0,73	4,46	0,54	0,76	0,71	0,20	0,09	-
32	65	базальт	6,10	16,87	2,80	19,95	6,59	1,96	9,96	1,32	11,28	1,83	6,45	0,70	5,73	0,55	1,25	2,34	0,86	0,27	-
33	312-13	базальт	4,08	12,62	2,11	12,37	4,20	1,16	6,10	1,06	7,10	1,42	4,07	0,58	3,63	0,51	1,08	1,63	0,48	0,24	-
34	914-18А	трахибазальт	6,13	17,11	2,99	16,45	5,20	1,79	7,59	1,28	8,41	1,73	4,64	0,65	3,91	0,52	0,50	0,87	0,29	0,17	0,07
35	656-1	трахибазальт	4,26	12,75	2,16	11,76	3,95	1,40	5,88	1,00	6,62	1,41	3,97	0,56	3,40	0,46	0,84	1,20	0,26	0,10	0,02
36	694-3	трахибазальт	7,35	16,24	2,46	11,98	3,50	1,21	5,11	0,83	5,31	1,10	3,02	0,43	2,70	0,36	0,72	7,85	1,04	0,31	0,02
37	62-4	трахибазальт	8,27	22,03	3,70	19,63	6,12	1,90	8,64	1,46	9,56	2,00	5,63	0,80	4,89	0,65	0,57	1,23	0,54	0,17	0,62
38	692-2	трахибазальт	42,60	91,85	10,44	41,39	8,07	1,60	8,93	1,24	7,27	1,44	4,03	0,53	3,13	0,38	2,41	33,96	17,84	3,43	0,03
39	8000-4	умереннощелочной пикробазальт	9,75	26,14	4,04	21,53	6,69	2,31	9,63	1,52	9,99	2,01	5,68	0,72	4,73	0,52	0,89	3,34	0,85	0,25	-
40	8017-4	базальт	9,13	16,57	3,61	18,61	5,70	1,63	8,19	1,31	8,64	1,74	4,99	0,63	4,36	0,54	0,55	4,53	0,21	0,15	-
41	8019-2	базальт	1,38	4,85	0,78	4,96	1,83	0,63	2,87	0,42	3,24	0,61	1,87	0,19	1,71	0,16	0,22	0,82	0,03	-	-
Амканская свита																					
42	22	алевролит	20,17	48,94	5,48	21,63	4,60	0,85	5,31	0,74	4,23	0,83	2,28	0,28	1,69	0,20	1,68	14,20	9,48	1,90	-
43	22-6	песчаник	19,46	43,72	4,98	19,13	3,69	0,71	4,18	0,54	3,11	0,60	1,70	0,21	1,30	0,16	1,42	13,45	7,22	1,74	-
44	102-1	алевролит	26,24	64,64	6,05	32,82	6,83	1,23	7,21	0,83	5,97	0,96	3,30	0,37	2,80	0,32	3,68	18,90	13,80	3,26	-
45	105-8	алевролит	31,55	85,49	7,11	37,80	7,28	1,39	7,70	0,86	6,14	0,99	3,36	0,37	2,81	0,31	3,68	18,86	13,54	2,72	-
Вачеланский комплекс гранит-лейкогранитовый																					
46	24	гранит	40,28	29,02	17,73	11,76	5,86	2,62	5,24	3,43	2,84	2,52	2,55	2,30	2,44	2,43	4,08	24,55	167,7 4	80,48	-
47	72-5	умереннощелочной гранит	41,67	69,78	9,80	37,90	6,99	1,27	8,06	1,11	6,72	1,38	4,07	0,61	4,10	0,62	5,91	21,62	17,75	4,47	-
48	72-10	лейкогранит	6,64	37,77	2,42	9,98	3,42	0,09	4,85	0,80	1,43	0,94	2,75	0,42	3,00	0,48	4,38	35,38	20,05	2,27	-
49	75	лейкогранит	17,02	25,43	3,36	11,37	2,12	0,20	2,34	0,33	1,77	0,36	1,12	0,19	1,20	0,23	2,40	19,01	20,85	3,68	-
50	76	умереннощелочной лейкогранит	16,63	35,62	4,11	15,84	4,11	0,15	4,86	0,76	4,52	0,91	2,70	0,44	3,14	0,50	3,84	34,77	27,85	6,13	-
51	76-1	умереннощелочной лейкогранит	7,03	14,22	1,27	5,77	1,40	0,10	1,84	0,34	1,08	0,52	1,67	0,33	2,26	0,40	4,18	34,27	25,01	4,84	-
52	77-6	гранит	5,77	36,63	1,58	6,13	1,69	0,14	1,29	0,20	1,42	0,63	2,06	0,36	2,59	0,43	3,72	35,78	22,78	5,05	-
53	80-5	умереннощелочной лейкогранит	24,68	48,00	4,49	16,32	2,88	0,30	2,98	0,33	1,51	0,29	0,99	0,17	1,39	0,21	2,90	21,60	19,65	3,82	-
54	80-23	лейкогранит	46,31	105,39	10,85	41,99	7,48	0,41	7,70	0,51	0,86	0,53	0,85	0,19	1,34	0,19	1,91	9,72	26,08	6,37	-
55	80-25	лейкогранит	12,31	48,08	2,72	9,90	2,26	0,28	1,44	0,42	2,68	0,59	1,88	0,32	2,25	0,35	3,02	34,90	21,90	5,49	-
Наптаргинская свита																					
56	8104-3	алевролит	22,81	45,30	5,16	20,28	4,05	0,85	4,51	0,57	3,43	0,64	1,95	0,23	1,85	0,22	1,63	9,42	5,18	1,62	-
Пиканский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый																					
57	337-16А	габбро	24,99	63,24	7,70	33,59	6,43	1,67	6,92	0,78	4,27	0,76	2,18	0,24	1,78	0,21	0,64	5,25	1,04	0,23	-
58	341	перидотит	6,03	15,82	2,85	15,73	5,11	1,63	7,62	1,27	8,63	1,81	5,07	0,67	4,24	0,54	2,05	1,96	0,31	0,20	-
59	343-39	габбро	3,69	11,05	2,17	12,59	4,38	1,51	6,63	1,13	7,57	1,64	4,54	0,61	3,89	0,50	0,60	0,39	0,06	0,31	-
60	44-8	лейкогранит	9,71	37,71	2,31	8,72	1,36	0,46	1,67	0,08	0,59	0,06	0,29	-	0,29	-	1,03	14,44	6,09	0,59	-
61	383-7	плагиогранит	34,75	80,31	6,78	33,78	6,05	1,27	6,57	0,69	5,17	0,79	2,93	0,32	2,77	0,30	3,03	26,59	10,25	2,08	-
62	100-11	лейкогранит	45,15	97,09	10,50	40,02	6,64	0,76	6,82	0,75	3,56	0,59	1,62	0,21	1,33	0,19	2,46	24,81	17,21	2,44	-
63	100-12	лейкогранит	17,37	43,87	3,91	14,68	2,86	0,31	3,48	0,50	3,16	0,64	1,92	0,30	1,96	0,30	2,04	12,56	12,21	3,17	-
64	100-13	лейкогранит	14,94	39,51	3,89	15,07	3,51	0,04	4,10	0,62	3,88	0,76	2,38	0,38	2,71	0,45	3,34	14,48	21,58	7,56	-

№ п/п	№ пробы	Название породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Pt
Гимигинский комплекс гранодиорит-гранитовый																					
65	604-3	гранодиорит	10,36	34,77	4,90	22,81	5,19	1,77	6,05	0,87	5,45	1,06	3,19	0,49	3,34	0,50	0,80	14,27	3,26	1,42	-
66	1012	гранит	18,16	44,30	5,60	24,14	7,24	1,06	9,44	1,52	9,21	1,76	4,52	0,57	3,17	0,43	1,37	18,64	4,36	0,81	0,04
67	8060-1	гранит	12,82	30,44	3,84	16,51	3,78	0,76	4,28	0,61	3,88	0,72	2,23	0,29	2,39	0,31	1,94	4,79	3,37	1,37	-
Бочагорская свита																					
68	111-1	щелочной трахит	7,54	24,66	4,10	21,70	7,28	2,64	10,95	1,95	12,33	1,95	7,12	1,00	5,78	0,73	1,58	1,97	0,43	0,24	-
69	111-2	трахибазальт	9,46	22,79	2,96	12,83	3,13	1,05	4,12	0,61	3,76	0,54	1,98	0,23	1,66	0,19	0,70	2,20	0,74	0,12	-
70	379-16	трахиандезиобазальт	21,36	35,46	5,29	32,42	7,32	2,38	8,53	0,96	6,73	1,03	3,14	0,30	2,00	0,18	1,07	2,18	1,57	0,20	-
71	383-23	трахибазальт	20,80	49,29	6,09	28,64	6,76	2,14	8,32	1,17	6,80	1,26	3,18	0,39	2,21	0,24	0,84	3,06	1,93	0,40	-
72	422	песчаник	24,60	67,37	5,53	28,98	5,56	1,08	5,81	0,65	4,74	0,77	2,65	0,29	2,16	0,23	2,66	17,84	11,44	2,41	-
73	808	песчаник	28,26	71,71	6,27	33,04	6,34	1,29	6,63	0,75	5,39	0,87	2,95	0,31	2,32	0,23	2,25	18,98	11,15	2,17	-
74	716-1	базальт метаморфизованный	8,98	27,48	3,79	21,23	6,20	1,69	8,42	1,26	8,02	1,48	4,15	0,51	3,13	0,30	1,16	0,69	0,79	0,18	0,14
75	444	алевролит	25,51	66,31	6,52	25,24	4,63	0,93	5,26	0,59	3,92	0,66	1,95	0,14	1,38	0,07	1,14	16,56	9,70	2,22	-
76	453-5	песчаник	10,69	22,44	3,30	16,08	4,17	1,44	5,84	0,81	5,51	1,00	2,80	0,27	2,18	0,19	0,96	1,52	0,43	0,08	-
77	461-9	дацит метаморфизованный	7,66	16,57	2,44	12,33	3,32	1,05	4,73	0,65	4,76	0,89	2,63	0,25	2,10	0,18	0,49	1,78	1,02	0,26	-
78	807-7	песчаник	23,89	62,55	6,10	23,62	4,51	0,87	5,14	0,61	4,00	0,68	1,99	0,14	1,28	0,03	0,60	14,27	9,05	1,80	-
79	808-4	песчаник	16,61	47,51	4,14	15,96	2,79	0,61	3,11	0,28	2,09	0,30	1,07	0,04	0,93	0,02	0,49	17,11	7,08	1,19	-
80	812-2	алевролит	1,74	61,13	6,16	24,37	4,58	0,73	5,15	0,57	3,66	0,60	1,76	0,12	1,20	0,04	0,96	17,15	8,16	1,68	-
81	839-15	дацит метаморфизованный	16,22	47,77	3,73	14,12	2,43	0,41	2,72	0,26	1,92	0,31	1,11	0,08	1,07	0,08	1,24	10,94	5,45	1,12	-
Нектерская свита																					
82	117-9	базальт	5,65	11,21	1,84	12,73	3,89	1,36	5,60	0,78	6,35	1,10	3,78	0,43	3,35	0,38	0,56	2,51	0,80	0,19	-
83	385-15	базальт	10,61	31,25	4,71	26,16	8,12	2,44	11,63	1,91	12,62	2,50	7,19	0,98	5,77	0,67	1,39	4,12	0,72	0,20	-
Джежесогонская свита																					
84	98	алевролит	14,74	36,93	5,03	21,43	6,32	0,97	8,43	1,58	9,01	1,48	3,34	0,41	2,18	0,29	0,48	19,42	1,04	4,51	0,01
85	724-8	алевролит	27,53	66,08	6,92	22,59	4,89	1,13	5,50	0,82	4,69	0,96	2,70	0,35	1,82	0,23	1,32	20,63	12,34	2,69	0,05
86	956-35	алевролит	35,07	76,11	7,95	26,63	5,93	1,25	6,74	0,98	5,56	1,12	3,05	0,37	1,84	0,23	1,28	13,33	11,73	2,45	0,07
Типаринская свита																					
87	319-3	алевролит	54,45	115,54	11,93	45,16	8,18	1,38	9,10	1,19	6,84	1,25	3,36	0,39	2,69	0,34	4,44	8,80	9,80	2,17	-
88	320-9	алевролит	24,14	60,98	6,36	24,50	4,28	0,63	4,07	0,41	2,29	0,40	1,43	0,17	1,64	0,21	2,96	9,09	9,94	1,73	-
89	324-11	дацит	11,43	24,69	3,01	12,72	2,55	0,67	2,98	0,35	2,31	0,41	1,23	0,12	1,10	0,11	0,55	5,93	2,85	0,64	-
Ольдойская свита																					
90	12	песчаник	14,52	30,66	3,67	14,75	3,02	0,79	3,58	0,46	2,70	0,52	1,48	0,19	1,23	0,16	0,76	6,94	3,54	0,91	-
91	320-22	алевролит	16,40	33,74	3,95	15,86	3,33	0,76	3,74	0,36	1,89	0,29	0,96	0,09	1,03	0,11	1,69	22,71	5,04	1,25	-
Теплоключевская свита																					
92	43	базальт метаморфизованный	34,51	47,51	18,85	15,51	9,23	5,60	9,38	5,56	4,69	3,80	3,67	2,43	2,88	2,03	1,07	12,97	34,40	23,33	-
93	661-3	базальт	5,51	23,16	2,02	9,55	2,73	0,96	3,85	0,61	3,84	0,79	2,20	0,32	1,92	0,28	0,40	1,45	0,45	0,11	0,01
94	703-2	трахибазальт	26,53	60,07	7,80	34,38	7,40	2,46	8,32	1,11	5,78	1,01	2,49	0,30	1,73	0,20	1,19	2,36	2,85	0,64	0,02
95	670-1	базальт	3,97	11,49	1,96	10,58	3,59	1,31	5,47	0,94	6,21	1,34	3,80	0,53	3,19	0,45	0,61	1,17	0,43	0,18	0,02
96	660-3	базальт	4,97	14,02	2,19	11,57	3,79	1,43	5,83	0,97	6,52	1,39	4,03	0,56	3,49	0,48	0,59	9,48	0,48	0,21	0,01
97	665-1	метапесчаник	24,56	53,27	5,72	22,10	4,27	0,87	4,64	0,63	3,75	0,74	2,16	0,30	1,87	0,25	2,24	17,92	10,74	2,22	0,18

№ п/п	№ пробы	Название породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Pt
98	668-1	метаалевролит	46,92	106,26	11,48	43,41	8,28	1,47	8,78	1,20	7,01	1,35	3,75	0,49	2,96	0,40	3,39	30,72	17,18	3,32	0,06
99	703-8	метапесчаник	34,56	60,63	7,66	28,60	4,90	0,89	5,43	0,69	3,79	0,73	2,10	0,29	2,02	0,28	1,79	19,29	12,76	1,69	0,05
100	1047-3	метаалевролит	35,87	66,32	9,07	34,50	6,65	1,23	7,13	0,98	5,77	1,14	3,25	0,44	2,77	0,35	2,88	20,82	12,78	2,66	0,05
101	160-3	базальт метаморфизованный	27,17	60,95	6,26	27,37	5,59	1,69	6,30	0,79	4,89	0,90	2,75	0,37	2,67	0,37	3,34	15,25	6,24	2,03	0,03
102	160-16	базальт метаморфизованный	5,03	14,85	2,42	14,39	4,61	1,53	6,62	1,03	7,20	1,43	4,24	0,53	3,28	0,36	0,58	4,07	0,30	0,17	0,06
103	209-4	базальт метаморфизованный	10,53	16,86	3,05	15,31	3,76	1,05	4,55	0,67	4,42	0,86	2,60	0,34	2,41	0,32	0,49	3,86	0,89	0,25	0,06
104	53-27	трахибазальт метаморфизованный	18,17	42,09	5,59	24,98	5,28	1,26	5,87	0,71	4,16	0,79	2,37	0,29	2,15	0,28	0,36	7,33	1,01	0,16	-
105	54-3	метапесчаник	20,72	50,50	4,86	18,40	3,33	0,63	3,88	0,48	2,98	0,57	1,79	0,21	1,49	0,16	1,58	16,50	11,63	2,78	-
106	54-8	метаалевролит	18,66	39,16	4,48	16,97	3,24	0,51	3,64	0,47	3,02	0,57	1,78	0,20	1,54	0,16	1,60	9,63	10,99	2,96	-
107	54-9	метапесчаник	19,50	40,64	4,66	17,55	3,33	0,63	3,74	0,48	3,04	0,57	1,73	0,19	1,43	0,14	1,23	14,32	9,46	2,31	-
108	54-10	трахибазальт метаморфизованный	6,32	17,24	2,77	14,96	4,68	1,53	6,89	1,12	7,50	1,53	4,30	0,54	3,41	0,38	0,42	3,62	0,33	0,17	-
109	55-5	базальт метаморфизованный	24,31	76,50	5,44	22,18	4,29	1,02	5,48	0,63	3,67	0,66	1,88	0,20	1,53	0,17	0,31	2,68	3,87	0,57	-
110	326-9	базальт метаморфизованный	20,92	37,61	5,82	24,19	5,01	1,18	5,90	0,81	4,84	0,91	2,60	0,31	2,24	0,28	0,24	3,50	2,13	0,30	-
Гармаканская свита																					
111	640-3	алевролит филлитизированный	21,90	29,87	6,21	21,35	3,71	0,58	3,26	0,46	2,60	0,52	1,67	0,27	1,89	0,29	3,30	8,10	12,93	2,81	0,06
112	680-2	алевролит филлитизированный	20,79	48,29	5,07	19,92	4,19	0,86	4,67	0,67	4,15	0,85	2,49	0,35	2,11	0,28	2,61	27,74	11,39	2,38	0,05
113	1073	алевролит филлитизированный	18,73	48,32	4,76	19,11	4,11	0,74	4,80	0,75	4,88	1,02	3,03	0,45	2,99	0,45	3,11	18,66	13,50	2,26	0,06
114	712-1	алевролит филлитизированный	21,10	53,23	5,29	20,89	4,24	0,87	4,77	0,70	4,38	0,91	2,66	0,37	2,21	0,28	1,54	21,84	13,43	2,51	0,03
115	349-6	метапесчаник	20,01	50,55	4,64	17,42	3,30	0,69	3,83	0,49	3,16	0,61	1,82	0,21	1,52	0,15	1,08	11,46	9,15	2,10	-
116	8024-1	алевролит филлитизированный	24,80	67,61	6,12	23,40	4,37	0,86	4,80	0,57	3,70	0,68	2,09	0,20	1,69	0,12	1,46	10,92	10,23	2,15	-
Зубаревская свита																					
117	14	базальт метаморфизованный	6,50	9,96	2,15	10,88	3,04	0,99	4,41	0,71	4,60	0,97	2,70	0,37	2,37	0,35	0,57	0,59	0,10	0,04	-
118	42-7	трахибазальт метаморфизованный	12,43	11,29	10,50	10,07	8,22	8,04	8,13	6,67	5,82	4,97	4,36	3,38	3,04	2,03	1,20	2,83	8,57	10,95	-
119	42-10	риодацит метаморфизованный	16,53	35,54	5,10	22,74	5,22	1,61	6,42	0,82	4,75	0,82	2,11	0,21	1,48	0,12	1,38	1,41	1,05	0,16	-
120	45	базальт метаморфизованный	11,46	26,89	3,32	16,24	4,67	1,61	7,06	1,09	7,17	1,46	4,05	0,50	3,40	0,44	1,44	0,93	0,24	0,12	-
121	351-15	метаандезит	10,12	18,43	2,93	13,23	3,45	1,16	4,77	0,74	4,65	0,67	2,43	0,29	2,01	0,23	1,16	0,79	0,25	0,10	-
122	46-5	метаандезит	3,28	9,20	1,43	7,99	2,65	1,35	4,09	0,64	4,39	0,88	2,49	0,30	2,16	0,28	0,95	1,78	0,36	0,05	-
123	351-3	метаандезит	6,28	15,62	2,41	11,78	3,49	1,24	4,87	0,78	5,17	1,04	2,83	0,35	2,34	0,27	0,71	1,50	0,26	0,33	-
124	351-10	метаандезит	6,42	14,61	2,50	12,73	3,68	1,28	5,06	0,77	5,02	1,00	2,70	0,31	2,05	0,22	0,91	-	0,28	0,17	-
125	351-12	дацит метаморфизованный	141,17	131,96	33,68	142,62	30,08	6,73	34,27	4,94	27,19	5,38	14,35	1,96	11,91	1,65	0,81	62,73	5,26	1,70	-
126	351-14	метапесчаник	31,85	65,24	7,64	28,68	5,32	0,93	5,89	0,75	4,45	0,86	2,50	0,32	2,33	0,29	2,39	16,59	15,51	3,75	-
127	351-17	метапесчаник	29,71	75,41	7,56	28,58	5,42	0,91	5,49	0,61	2,97	0,53	1,69	0,23	1,92	0,27	1,47	22,63	12,70	4,03	-
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Третья фаза																					
128	К-26	гранит	42,47	72,41	9,22	33,05	5,56	0,99	6,14	0,81	4,55	0,89	2,71	0,41	2,84	0,44	0,73	47,06	16,31	3,54	0,02
129	К-19	гранит	44,81	94,18	10,55	39,41	7,17	1,36	7,71	0,94	5,08	0,94	2,61	0,36	2,36	0,34	0,59	26,17	16,10	3,00	0,09
130	8098	гранит	32,06	72,92	7,83	30,15	5,62	0,89	5,52	0,60	3,05	0,44	1,23	0,10	0,95	0,08	0,88	29,61	14,80	4,74	-
131	9025-3	гранит	21,14	44,57	4,99	18,95	3,54	0,60	3,56	0,38	2,17	0,32	0,97	0,08	0,85	0,06	1,69	25,78	13,55	4,10	-
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Вторая фаза																					
132	К-87-2	гранодиорит	32,23	58,00	7,54	27,14	5,10	0,99	5,63	0,75	4,18	0,85	2,42	0,33	1,94	0,25	1,50	29,85	12,28	2,60	0,09

Окончание прил. 8

№ п/п	№ пробы	Название породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Pt
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Первая фаза																					
133	32-10	кварцевый диорит	13,70	12,84	11,19	9,95	7,05	5,18	6,32	4,91	4,34	3,93	3,90	3,51	3,63	3,38	1,26	5,75	50,00	28,57	-
134	89	кварцевый диорит	30,73	69,23	7,81	30,87	5,92	1,83	6,97	0,88	4,89	0,95	2,65	0,37	2,22	0,32	2,04	15,35	7,47	1,75	-
135	617-2	кварцевый диорит	18,49	46,65	5,68	25,70	5,73	1,42	6,72	0,92	5,74	1,07	3,15	0,43	2,80	0,41	0,53	9,46	4,18	0,80	-
136	203-5	кварцевый диорит	5,49	15,23	2,23	10,34	3,04	0,91	4,03	0,66	4,29	0,91	2,70	0,41	2,81	0,44	1,00	10,18	2,95	0,80	0,03
137	324-1	диорит	16,14	38,97	5,23	23,48	5,28	1,46	6,30	0,91	5,46	1,14	3,22	0,46	2,97	0,43	1,28	8,36	2,24	0,68	0,03
138	324-12	кварцевый диорит	10,68	25,76	3,24	13,15	2,98	0,63	3,56	0,54	3,45	0,73	2,16	0,32	2,08	0,31	1,54	4,86	6,72	1,30	0,08
139	К-63	кварцевый диорит	18,78	42,35	5,03	20,25	4,10	1,14	4,55	0,61	3,47	0,70	2,05	0,29	1,87	0,27	0,33	21,23	4,52	0,93	0,02

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород, показанных на геологической карте

Индекс клетки	№ на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский № пункта опробования
IV-4	11	Лейкогранит вачеланского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	220,4±2,2	24
III-3	4	Андезит зубаревской свиты	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	479±7,6	42
III-3	3	Базальт тунгалинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	179±3	62
IV-4	10	Гранит умереннощелочной вачеланского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	231,3±4	76
IV-4	9	Гранит-порфир вачеланского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	226,9±3,8	76-2
II-2	1	Лейкогранит уньинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	416,9±5,1	100-13
III-3	5	Габбро пиканского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	241,2±4,5	341
IV-3	7	Гранит гимигинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	277,1±1,7	851-8
IV-2	6	Габбро ниннинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	112±3,8	886-7
III-1	2	Риолит тунгалинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	147±5,4	890-12
IV-1	8	Гранит зейско-депского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	518,4±4,8	8098

Каталог памятников природы, показанных на листе N-52-XXII

Индекс клетки	№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
I-2	1	Криогенный	Наледь, приуроченная к нисходящему источнику
I-2	2	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-3	3	Общегеологический	Обнажение алевролитов верхнеджескогонской подсвиты
II-2	4	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников нектерской свиты
III-1	5	Геоморфологический	Останец выветривания алевролитов филлитизированных гармаканской свиты
I-4	6	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников курнальской свиты
II-2	7	Геоморфологический	Останец выветривания базальтов метаморфизованных теплоключевской свиты
I-4	8	Общегеологический	Обнажение флиша амканской свиты
I-4	9	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-4	10	Общегеологический	Обнажение флиша амканской свиты
I-4	11	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников курнальской свиты
I-3	12	Геоморфологический	Останец выветривания хаотического комплекса зоны шарьяжа
I-3	13	Геоморфологический	Останец выветривания хаотического комплекса зоны шарьяжа
I-4	14	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-4	15	Общегеологический	Обнажение песчаников курнальской свиты
I-3	16	Общегеологический	Обнажение базальтов метаморфизованных бочагорской свиты
I-4	17	Общегеологический	Обнажение флиша амканской свиты
I-4	18	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-4	19	Геоморфологический	Останец выветривания хаотического комплекса зоны шарьяжа
I-4	20	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-4	21	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-4	22	Общегеологический	Обнажение алевролитов верхнеджескогонской подсвиты
I-4	23	Геоморфологический	Останец выветривания алевролитов филлитизированных бочагорской свиты
I-4	24	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-4	25	Общегеологический	Обнажение метаморфизованных вулканитов бочагорской свиты
I-4	26	Геоморфологический	Останец выветривания алевролитов верхнеджескогонской подсвиты
II-4	27	Общегеологический	Обнажение метаморфизованных вулканитов бочагорской свиты
II-3	28	Общегеологический	Обнажение алевролитов верхнеджескогонской подсвиты
IV-1	29	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников имачинской свиты
II-4	30	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников бочагорской свиты
III-3	31	Общегеологический	Обнажение алевролитов филлитизированных гармаканской свиты
III-4	32	Геоморфологический	Останец выветривания базальтов тунгалинского комплекса
III-4	33	Общегеологический	Обнажение алевролитов филлитизированных гармаканской свиты
III-4	34	Геоморфологический	Останец выветривания алевролитов филлитизированных гармаканской свиты

Электронное научное издание

**Агафоненко С. Г.
Яшнов А. Л.
Ипатенкова В. Н.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Тугурская
Лист N-52-XXII (Людмилинское)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2020. Тираж 50 дисков. Объем 100 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru