

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**масштаба 1 : 200 000**

*Серия Тугурская*

**Лист N-52-XXI (Деп-Долбырь)**

**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-XXI (Деп-Долбырь)

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-XXI (Деп-Долбырь). 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 978-5-93761-765-1 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-766-8**

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. 1, список лит. 51 назв., прил. 10.

УДК 55(1/9)(571.61)  
ББК 26

Рекомендовано к печати  
НРС Роснедра 30 мая 2012 г.

ISBN 978-5-93761-765-1 (объясн. зап.)  
ISBN 978-5-93761-766-8

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

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ.....	10
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ .....	46
ТЕКТОНИКА .....	61
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	70
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	73
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	79
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА.....	87
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	95
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА.....	98
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	99
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	101
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полез- ных ископаемых и закономерностей их размещения и карте четвертичных образований листа N-52-XXI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 .....	103
<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 по- лезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-52-XXI Государственной геоло- гической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	104
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подраз- делений.....	110
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых .....	111
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов ...	112
<i>Приложение 6.</i> Химический состав магматических и метаморфических пород .....	113
<i>Приложение 7.</i> Содержания редких и малых элементов в магматических, метасоматических и осадочных породах .....	116
<i>Приложение 8.</i> Содержания редкоземельных и радиоактивных элементов в магматических, метасоматических и осадочных породах.....	119
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород.....	122
<i>Приложение 10.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе N-52-XXI.....	123

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-XXI составляет около 4 904,6 км<sup>2</sup> и включает в себя элементы трех крупных геологических структур: Алдано-Станового щита, представленного Усть-Гиллюйским блоком Западно-Становой складчато-блоковой системы (СБС), Амуро-Охотской складчатой системы и Аргуно-Мамынского массива. Амуро-Охотская система представлена частью Западно-Джагдинской структурно-формационной зоны (СФЗ), включающей в себя фрагменты Зей-Тунгалинской и Унья-Бомской структурно-формационных подзон (СФпЗ). В пределах Аргуно-Мамынского массива выделены Октябрьский блок с Гагско-Сагайской СФЗ и Деспский наложенный прогиб (НП). Крайняя северо-восточная часть территории относится к Верхнезейской впадине, а в южной половине листа расположены фрагменты крайней северной части Амуро-Зейской впадины.

Административно территория входит в состав Зейского района Амурской области Дальневосточного Федерального округа и ограничена координатами 53°20' и 54°00' с. ш., 128°00' и 129°00' в. д.

Основным орографическим элементом района является хребет Соктахан, сменяющийся к югу северной окраиной Амуро-Зейской равнины, а к северу – южной частью Верхнезейской равнины. В северо-восточной части листа незначительную площадь занимает Огоронская межгорная впадина. Хребет Соктахан представляет собой среднегорное резко расчлененное поднятие с абсолютными отметками 741–1 039 м и относительными превышениями до 750 м. Склоны хребта крутые – 20–25°, иногда – 35–40°. Вершинные поверхности, преимущественно, выровненные. К северо-востоку среднегорье сменяется слабо расчлененным пологосклонным низкогорьем с отметками 505–605 м и относительными превышениями 100–250 м. Южнее хребта абсолютные высоты вершин постепенно снижаются до 330 м, относительные превышения иногда достигают 100 м. Огоронская впадина представлена холмистой равниной с абсолютными отметками 350–400 м и относительными превышениями до 100 м.

Основной гидрографической единицей района является р. Десп, вытекающая из оз. Огорон. Река сначала протекает в юго-западном направлении, резко поворачивая на запад. Вся площадь листа южнее хр. Соктахан относится к бассейну р. Десп. На северных склонах хребта находятся истоки р. Темна и других водотоков ее бассейна. Река Темна впадает в Зейское водохранилище. Водный режим района характеризуется незначительными весенними паводками. В летний период (июль–август) ливневые дожди вызывают паводки с подъемом воды до 5–7 м.

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, зимний снежный покров ложится в середине ноября. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает распространение многолетнемерзлых пород. Наиболее благоприятный период для проведения полевых работ с 1 июня по 1 октября.

Почти вся территория покрыта преимущественно 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. Примерно 40 % площади, в той или иной степени, заболочено, наиболее широко болота проявлены в южной части района. Заболоченные участки представляют собой моховые и котчарные мари, обусловленные развитием флювиальных и склоновых солифлюкционных процессов в условиях многолетней мерзлоты и слабо расчлененного рельефа. В заболоченных участках с увалисто-холмистым рельефом развита осоковая растительность.

Животный мир типичен для таежной местности. Здесь встречаются медведи, лоси, изюбри, волки, лисы, кабарги, соболя, белки, горностаи, выдры, зайцы и бурундуки. Боровая дичь представлена рябчиками, глухарями, куропатками, водоплавающая – утками, гусями. В реках во-

дятся хариус, ленок, таймень, щука, налим. Кровососущие паразиты представлены комарами, мошкой, мокрецом, оводами. Территория опасна по клещевому энцефалиту.

Экономически район не развит, населенные пункты в его пределах отсутствуют. На отдельных участках сезонно ведется заготовка древесины. В северной части района проходит автомобильная дорога, связывающая, расположенную восточнее станцию Огорон Дальневосточной железной дороги с районным центром – г. Зея. Дорога пригодна для передвижения на автомобилях в течение всего года, за исключением времени паводков. Кроме того, имеются многочисленные автозимники, пригодные для передвижения гусеничного транспорта.

Проходимость 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 верхних частях старательских отработок встречаются искусственные коренные выходы.

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

Территория листа полностью изучена ГС-200 [46, 47, 48, 49] и АФГК-50 [31] на 37,5 %. В районе проводились в небольшом объеме поисковые работы. По данным литохимического опробования масштаба 1 : 200 000 выделен ряд перспективных геохимических узлов [20]. Результаты указанных работ легли в основу представлений о геологическом строении района, позволили выделить перспективные площади для поисков полезных ископаемых. 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 спектрозональные 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-XXI (издание второе) Джагдинской партии ОАО «Амургеология» проведено ГДП-200 с выполнением следующих объемов работ: маршрутные наблюдения – 310 км, проходка канав – 40 м, литохимическое опробование – 2 400 проб, бороздвое опробование – 40 м. Отобрано 59 проб на определение химического состава пород методом РФА, 67 проб для изучения состава пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (метод ICP) и 9 проб на определение возраста магматических пород U-Pb методом по цирконам.

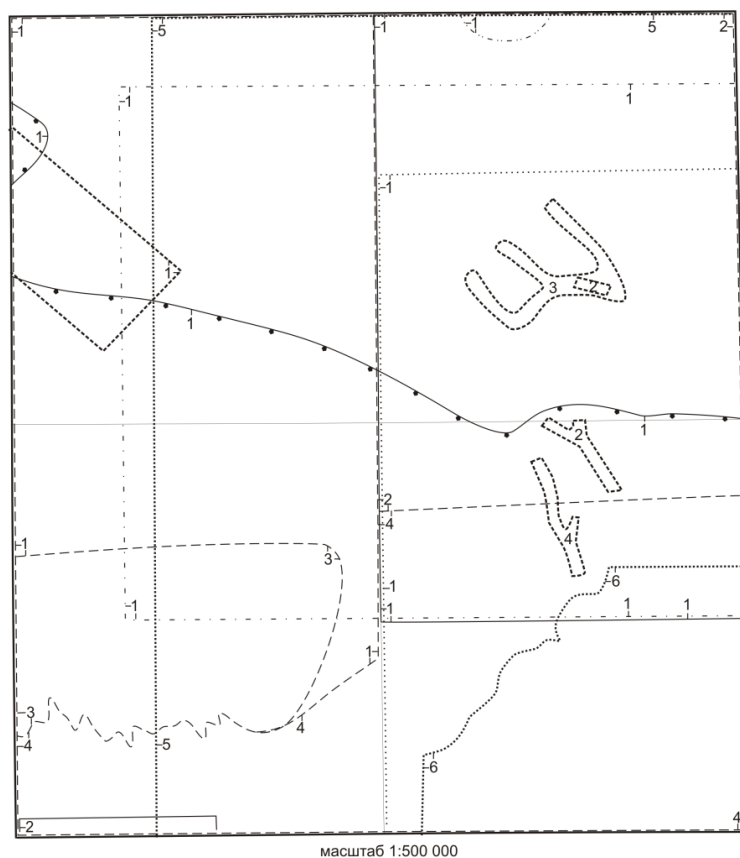
Комплект Геолкарты-200 второго издания и объяснительная записка подготовлены на основе результатов ГДП-200 с учетом данных предыдущих исследователей. Ответственный исполнитель С. Г. Агафоненко.

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, С. Н. Беликов, А. О. Артеменко, В. Н. Ипатенкова, Г. Б. Струкова, Н. Ю. Карпеченкова, Е. С. Демидов. Цифровые модели карт созданы А. Г. Сидориным. Научный редактор З. П. Козак.

Аналитические работы производили: полуколичественный спектральный и атомно-абсорбционный на золото и серебро анализы – ЦАЛ ОАО «Амургеология»; химический анализ горных пород методом РФА – СВ КНИИ (г. Магадан) под руководством В. Я. Борходоева; 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 под руководством И. Г. Ванганен. Фораминиферы изучались М. А. Алексеевым.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Район относится к территориям с низкой степенью изученности (рис. 1). Его территория полностью покрыта среднемасштабной съемкой. АФГК-50 проведено на 37,5 % площади района. Территория полностью покрыта аэромагнитной и гравиметрической съемками масштаба 1 : 200 000 и, частично, аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000. Проведена геохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000. До проведения среднемасштабной геологической съемки исследования носили несистематический характер.



### Геологическое картирование

масштаб 1:50 000



1. Ляховкин Ю.С. и др., 1997 г. (АФГК)

масштаб 1:200 000



1. Шиханов В.В., 1961 г.,  
2. Шиханов В.В., 1962 г.,  
3. Шиханов В.В., 1964 г.,  
4. Шиханов В.В., 1963 г.

### Геофизические работы

аэромагнитная съемка  
масштаба 1:25 000



1. Игнатьев Г.Г., 1959 г.

аэрогаммаспектрометрическая съемка  
масштаба 1:50 000



1. Санников Г.К., 1981 г.

### Поисковые работы

масштаб 1:50 000



1. Шевченко В.Д., 1985 г.,  
2. Польшин А.А., 1996 г.,  
3. Ковш В.Л., 2002 г.,  
4. Ковш В.Л., 1998 г.,  
5. Забелин Е.К., 1971 г.,  
6. Федорцев В.А., 1940 г.



1. Домчак В.В., 2003 г.,

масштаб 1:200 000



1. Антипина Р.А., 1971 г.,

**Рис. 1. Схема изученности.**

Наиболее раннее изучение геологического строения района было начато в 1901 г., горным инженером П. Б. Риппасом. По его сведениям в бассейне рек Тында и Алла распространена толща метаморфических сланцев с горизонтом известняков, а в бассейнах рек Темна и Десс – граниты и гранито-гнейсы.

В 1939 г. Ю. А. Одинец и В. А. Федорцев в междуречье Тында–Деп проводили геологическую съемку и поиски масштаба 1 : 100 000, составленная ими геологическая карта была признана отвечающей масштабу 1 : 50 000. Широко распространенные метаморфические сланцы были отнесены авторами к верхнему протерозою и расчленены на 6 толщ. В бассейнах рек Гага и Кайла были обнаружены нижне- и среднедевонские содержащие фауну отложения.

После открытия в тридцатых годах богатых россыпей золота, расположенных южнее района работ, Октябрьское приискное управление начало поиски россыпей в бассейне верхнего течения р. Деп. В результате были открыты небольшие промышленные россыпи по ручьям Дорожный и Макаровский. Этот результат явился следствием того, что данная территория не входит в состав высокопродуктивного на россыпное золото Октябрьского узла.

В 1949 г. район посетил А. З. Лазарев, выявивший уменьшение интенсивности метаморфизма стратифицированных пород, условно относящихся сейчас к среднему палеозою, от молодых к более древним. Это 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.

В 1951 г. верховья рек Гага и Кайла посетила Е. А. Модзалевская, впервые установившая здесь отложения с фауной верхнего девона. В этом же году при проведении рекогносцировочных поисковых работ на нефть К. Н. Мироновым в верховьях руч. Второй Сиян были собраны остатки криноидей силурийского возраста. Находки были сделаны в песчано-глинистых отложениях среди кварцитовидных песчаников. Позднее эта находка была проигнорирована и характерные, существенно кварцевые, породы были включены в состав существенно карбонатной имачинской свиты ранне-среднедевонского возраста.

В 1952 г. Н. К. Акузом в среднем течении р. Деп проводилась геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Составленная карта была признана впоследствии отвечающей масштабу 1 : 500 000. Автор указал на широкое распространение пресноводно-континентальных отложений, которые на основании определений отпечатков флоры отнес к нижнему мелу. Более поздними исследованиями В. В. Шиханова среди них были установлены триасовые и юрские образования.

Геологическое строение территории, примыкающей к описываемому району с запада, было изучено в 1955 г. в масштабе 1 : 200 000 Н. П. Саврасовым. Метаморфизованные в зеленосланцевой фации породы, отнесенные к верхнему протерозою, были расчленены на алгаинскую, гармаканскую и теплоключевскую свиты. Этот разрез был положен в основу рабочей стратиграфической схемы, принятой в 1956 году на II Межведомственном совещании в г. Хабаровске. Позднее данная схема использовалась при среднемасштабной геологической съемке.

Геологическое картирование района в масштабе 1 : 1 000 000 было выполнено В. Ф. Зубковым в 1955 г. Эти материалы нашли отражение на изданной Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 листа N-52.

В 1956–1957 гг. исследования по теме «Стратиграфия, литология и тектоника протерозоя и палеозоя хребтов Джагды и Тукурингра» проводили сотрудники ВСЕГЕИ Д. А. Кириков и В. Н. Мусин. В отношении стратиграфии метаморфических сланцев они посчитали, что последовательность напластования свит, выделенных предыдущими исследователями, по степени метаморфизма пород установлена быть не может, тем самым косвенно подтвердив точку зрения А. З. Лазарева.

В 1958 г. для решения отдельных вопросов стратиграфии метаморфизованных толщ на площади листа N-52-XXI проводились тематические работы Д. А. Кириковым, было сделано несколько маршрутных пересечений через хребты Соктахан и Джагды. Отказавшись от стратиграфического расчленения на толщи, автор выделил в пределах полосы распространения метаморфических сланцев зону филлитов и зону слюдистых сланцев.

В 1960 г. при проведении ГС-200 Ю. А. Мамонтовым в схему стратиграфии листа N-52-XX Н. П. Саврасова 1955 г. была добавлена существенно вулканогенная зубаревская свита, помещенная в основание разреза метаморфических сланцев. Таким образом, было завершено создание четырехчленной стратиграфической схемы данных образований.

В 1961–1964 гг. В. В. Шихановым была проведена ГС-200 района, завершившаяся составлением Государственной геологической карты листа N-52-XXI. Основной задачей, которую авторы пытались решить в процессе работ, оставалась стратиграфия метаморфических сланцев. Начинались работы с применением вышеуказанной схемы стратиграфии, однако затем про-



изошел переход на выделение толщ без собственных названий, и разрез оказался перевернут. Авторами были детально расчленены терригенные толщи Депского наложенного прогиба с выделением фаунистически охарактеризованных калахтинской, малокалахтинской и наптаргинской свит позднего триаса, усманковской и аякской свит юры. Также впервые были фаунистически охарактеризованы юрские отложения, развитые в северной части территории. Здесь же впервые были выделены тела метаморфизованных базальтов и доказан их более молодой, по сравнению с юрскими осадочными отложениями, возраст. В поисковом отношении достижением авторов следует считать выявление ртутной минерализации в бассейне р. Тында. Работами авторов были намечены задачи для дальнейших исследований, главной из которых осталась проблема стратиграфии и возраста метаморфических сланцев.

Одновременно с ГС-200 в 1962 г. Г. Р. Шишкиной изучался разрез девона в долине р. Кайла, в результате многочисленных сборов фауны удалось расчленить распространенные здесь отложения на свиты и сопоставить их с хорошо изученным разрезом девона Верхнего Приамурья. В 1963 г. Т. М. Окуновой подобные работы были проведены для триасовых отложений по долине р. Деп, позволившие фаунистически обосновать вышеуказанную схему их расчленения В. В. Шиханова.

В 1971 г. Р. А. Антипиной на значительной части района, занятой вулканогенно-осадочными образованиями условно среднепалеозойского возраста, были завершены поисковые работы на ртуть. Положительных результатов получено не было.

В 1979 г. на части территории Ю. С. Ляховкиным было завершено проведение АФГК-50. Работы сопровождалась достаточно большим объемом маршрутных наблюдений в пределах опорных участков, один из которых располагался в бассейне р. Долбырь, охватывая площадь распространения метаморфических сланцев и юрских осадочных отложений. При проведении этих работ в бассейне руч. Хогде-Джугдагын в метаморфических сланцах были обнаружены остатки онколитов вендского возраста, и сланцы были датированы поздним протерозоем или средним палеозоем. При изучении метаморфизованных базальтов юрского возраста в их составе были выявлены туфы основного состава.

В 1998 г. были завершены тематические исследования по переопределению органических остатков девонского возраста, собранных в процессе проведения ГС-200 В. В. Шихановым [51]. В результате этих работ были получены данные, дополнительно обосновывающие возраст имачинской и ольдойской свит. Повторно было подтверждено наличие в известняках фауны, характерной для образований большеверской свиты раннего девона.

В 1992 г. А. Ф. Васькиным и В. Г. Пятилетовым были повторены сборы онколитов в ранее выявленной Ю. С. Ляховкиным точке. В одних образцах с вендскими онколитами была обнаружена неопределимая скелетная фауна, свидетельствующая, по мнению А. А. Терлеева, о палеозойском возрасте вмещающих их отложений. Таким образом, возраст метаморфических сланцев остался фаунистически не определен, и на основании находок скелетной фауны наиболее вероятен их палеозойский возраст.

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 три перспективных геохимических узла с золоторудной специализацией, многочисленные разрозненные 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.

Долины правых притоков р. Деп в 70–80-х годах двадцатого века неоднократно становились объектами поисков россыпей золота, не давших значимых положительных результатов.

## СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицируемые образования занимают около 80 % площади листа. Они представлены метаморфическими образованиями нижнего архея Усть-Гилуйского блока Западно-Становой складчато-блоковой системы, незначительно развитыми в северной части района, верхнерифейскими карбонатно-терригенными образованиями Мамынского блока Аргуно-Мамынского массива, установленными в юго-восточной части листа, слабо метаморфизованными ниже- и условно среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, занимающими значительные территории центральной части района, осадочными породами силурийско-раннекарбонного и поздне триасово-среднеюрского возраста, развитыми в южной и северной частях района. На крайнем юго-востоке незначительно распространены вулканогенные нижнемеловые образования. В южной и северо-восточной частях района развиты неогеновые озерно-аллювиальные образования. Завершают стратиграфический разрез аллювиальные отложения гидросети квартера. В юго-восточной части района развиты коры выветривания условно раннеогенового возраста.

На МАКС и в аэрогеофизических полях докайнозойские осадочные породы не выражены.

## АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

### НИЖНЕАРХЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Мотовинская свита (AR<sub>1</sub>mt) была выделена в 1961 г. В. С. Федоровским, В. Н. Мошкиным и Ю. П. Рассказовым. Стратотипическая местность свиты располагается в пределах листа N-52-XIV. Породы свиты развиты на севере листа в верховьях правых притоков р. Темна – ручьев Артемей и Кергелей. Они слагают остатки кровли крупной интрузии диоритов обкинского комплекса и наблюдаются в виде разобщенных тел площадью 1,5–12 км<sup>2</sup>, укладывающихся в единую прерывистую полосу субширотного простирания. При этом часть выходов имеют вытянутую в северо-западном направлении форму. Небольшие размеры выходов и их разобщенность не дают возможности судить о внутреннем строении свиты и составить ее разрез. Мощность свиты оценена в 1 000 м [46].

Основная роль в составе свиты принадлежит роговообманково-биотитовым и биотит-роговообманковым гнейсам, содержащим отдельные прослои биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, прослои и линзы мраморов, роговообманковых амфиболитов мощностью до нескольких десятков метров.

Гнейсы представлены тонко- и, очень редко, грубополосчатыми породами темно-серого, серого и зеленовато-серого цветов с мелко- или среднезернистым сложением. Полосчатость обусловлена чередованием параллельных прослоев, обогащенных темноцветными минералами, с прослоями существенно кварц-полевошпатового состава. Структура гнейсов лепидогранобластовая, гетеробластовая, немагнотранобластовая, реже – гранолепидобластовая. Осредненный состав пород: кварц (30–80 %), полевые шпаты (5–15 %), биотит (до 12 %), роговая обманка (до 20 %), гранат (до 5 %). В количестве единичных зерен присутствуют циркон, апатит, сфен, рудные минералы и эпидот [46].

Судя по критическим минеральным ассоциациям: гранат–плагиоклаз–кварц, биотит–роговая обманка–плагиоклаз–кварц–микроклин и биотит–мусковит–плагиоклаз–кварц, породы мотовинской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Породы свиты достаточно интенсивно мигматизированы гранитоидами древнестанового комплекса и подвержены кремне-калиевому метасоматозу. Преобладают послонные мигматиты с мощностью полос субстрата 3–5 см и метатекта – 1–3 см. С уменьшением количества субстрата послонные мигматиты переходят в теньевые и далее в анатектоидные гранитоиды с реликтами теньевых структур.

Участки наиболее интенсивного кремне-калиевого метасоматоза тяготеют к зонам трещино-

ватости. Отмечаются редкие немасштабные участки развития кварц-микроклиновых и микроклиновых метасоматитов. Возраст кварц-микроклиновых метасоматитов сопредельной с северо-запада территории, определенный К-Аг методом по микроклину, составил 153–170 млн лет. Их формирование по времени соответствует становлению диоритов обкинского комплекса.

Полезных ископаемых, связанных с породами свиты, не выявлено.

Нижняя возрастная граница свиты не ясна, верхняя определяется мигматизацией ее пород гранитоидами древнестанового комплекса. Возраст которых традиционно принимается на старшем уровне раннего архея [12]. Учитывая это, принимается аналогичный возраст свиты, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

## **ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА**

### **ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА**

#### **ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

Туранская серия (RF<sub>3</sub>tr?). Условно к серии отнесены метаалевролиты, известняки мраморизованные, метапесчаники, метариолиты. Этими породами сложен останец кровли массива гранитов зейско-депского комплекса в истоках руч. Биракан площадью около 1,5 км<sup>2</sup>. Кроме того, данные породы отмечались еще в нескольких местах в аналогичной структурной обстановке, где они образуют немасштабные тела. Непосредственный контакт пород серии с гранитоидами не наблюдался.

Интенсивно проявленные процессы контактового метаморфизма, небольшой размер выходов и плохая обнаженность территории не оставляют возможности составления даже обобщенного разреза серии. Мощность отложений условно принята в 500 м [48].

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 [48].

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

Известняки мраморизованные – обычно тонко- или грубополосчатые, реже – массивные, мелкозернистые светло-серые породы с гранобластовой структурой. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев разных оттенков или наличием тонких (до 1 см) прослоев глинистого материала. Сложены кальцитом (до 70 %), доломитом (до 20 %), кварцем (2–3 %), плагиоклазом (1–2 %). В небольших количествах содержатся биотит, эпидот, клиноцоизит, сфен и магнетит [48].

Метариолиты – бледно-зеленые очень плотные породы с микропорфировой структурой. Порфиновые выделения размером до 1,5 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 [35].

При повышении степени ороговикования в осадочных породах происходит перекристаллизация с новообразованием кварца (до 50 %), андалузита (до 20 %), биотита (до 10 %) и небольших количеств кордиерита, хлорита, мусковита и магнетита. Породы при этом приобретают grano- или порфиробластовые структуры [48].

Возраст пород в пределах района обусловлен прорыванием и интенсивным ороговикованием их гранитоидами раннекембрийского зейско-депского комплекса. На основании этого и в соответствии с легендой Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) [44] возраст туранской серии принимается поздне-рифейским.

## **ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА**

### **ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

Отложения, относимые к палеозою, участвуют в строении Зeya-Тунгалинской подзоны Западно-Джагдинской зоны Амуро-Охотской складчатой системы и Гагско-Сагаянской зоны Ок-

тябрьского блока Аргуно-Мамынского массива. В пределах первой породы расчленены на зубаревскую, алгаинскую, гармаканскую и теплоключевскую свиты, во второй выделены омутнинская, имачинская, ольдойская и типаринская свиты. Возраст зубаревской свиты принят раннепалеозойским, алагаинская, гармаканская и теплоключевская свиты условно отнесены к среднему палеозою. Омутнинская свита имеет силурийский возраст, имачинская и ольдойская свиты относятся к девону. Типаринская свита датируется ранним карбоном. На изданной Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 первого издания [11] в бассейне р. Гага выделены отложения большеневерской свиты раннедевонского возраста. Анализ первичных материалов ГС-200 [46] показал, что при проведении работ отложения большеневерской свиты не картировались. Позднее в известняках была определена фауна, аналогичная таковой из стратотипической местности большеневерской свиты. Обломки известняков с остатками фауны раннедевонского возраста были собраны среди интенсивно катаклазированных в зоне Нинни-Сагайского разлома кварцитов и песчаников омутнинской свиты. На наш взгляд, известняки, содержащие фауну большеневерской свиты, имеют аллохтонное залегание.

## НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЙ

Зубаревская свита (PZ<sub>7</sub>zb) была выделена при проведении ГС-200 листа N-52-XX Ю. А. Мамонтовым в 1960 г. В региональные корреляционные схемы свита не была включена в виду 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 характерные черты ее отличия от других свит, условно относимых к среднему палеозою.

Породами свиты сложен тектонический блок, примыкающий с севера к Южно-Тукурингскому разлому и вытянутый в субширотном направлении от восточной границы листа до истоков р. Нактани. С севера блок ограничен надвигом с северным погружением плоскости смещения. Ширина блока составляет 1–5 км, площадь распространения свиты – около 150 км<sup>2</sup>.

Свита сложена кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-эпидотовыми, кварц-хлорит-актинолитовыми, кварц-эпидот-актинолитовыми, альбит-хлорит-актинолитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-серицитовыми гематитсодержащими сланцами, метапесчаниками.

Из-за плохой обнаженности детальный разрез свиты в пределах района не составлен. Однако наблюдения по элювиально-делювиальным развалам, дают основание судить о сходстве строения свиты с разрезом, составленным в бассейне р. Тынды, в 2–3 км западнее района. Там было установлено следующее его строение [33]\*:

1. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы с шарообразными обособлениями кварц-серицитовых гематитсодержащих сланцев .....	30
2. Кварц-серицитовые сланцы.....	100
3. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы, чередующиеся с кварц-серицитовыми сланцами .....	60
4. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы .....	20
5. Кварц-серицитовые сланцы .....	40
6. Кварц-хлорит-эпидотовые и кварц-хлорит-актинолитовые сланцы.....	20
7. Кварц-серицитовые, участками графитизированные сланцы .....	60
8. Кварц-серицитовые сланцы .....	50
9. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы с линзами кварц-серицитовых гематитсодержащих сланцев .....	20
10. Кварц-серицитовые сланцы .....	20
11. Кварц-хлорит-эпидотовые, кварц-хлорит-актинолитовые, кварц-хлоритовые сланцы с прослоями (0,4–15 м) кварц-серицитовых сланцев, иногда графитизированных сланцев с постепенными переходами между отдельными разностями .....	160
12. Кварц-серицитовые сланцы .....	160
13. Кварц-хлорит-эпидотовые и кварц-хлоритовые сланцы, переходящие в верхней части в кварц-серицит-хлоритовые сланцы.....	110
14. Кварц-эпидот-актинолитовые, альбит-хлорит-актинолитовые сланцы с линзами и прослоями (15–20 см) кварц-серицитовых гематитсодержащих сланцев.....	530
15. Кварц-хлорит-эпидотовые и кварц-хлоритовые сланцы с прослоями сланцев кварц-серицитовых гематитсодержащих сланцев .....	260

Мощность по разрезу 1 640 м. Нижняя и верхняя части разреза свиты срезаны мощными разломами. Характерным горизонтом в разрезе свиты является пачка с прослоями сланцев ге-

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

матитсодержащих мощностью более 700 м, венчающая приведенный разрез.

Состав свиты по простиранию достаточно выдержанный, достаточно четко фиксируется неравномерность насыщенности разреза свиты сланцами кварц-серицитовыми гематитсодержащими. Характерным картировочным признаком свиты является пестрая окраска входящих в ее состав сланцев, зависящая от их минерального состава. Выделяются зеленые, серые и темно-серые и вишнево-красновато-коричневые сланцы.

Сланцы с зеленой окраской преобладают в составе свиты и литологически разделяются на кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые, кварц-хлорит-актинолитовые, кварц-эпидот-актинолитовые и альбит-хлорит-эпидотовые. Наиболее широко представлены кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-эпидотовые разновидности сланцев. Первые содержат ксенобластовые зерна кварца (30–45 %) и бледно-зеленый узкочешуйчатый, вытянутый по сланцеватости хлорит (25–40 %). В небольших количествах присутствуют эпидот, полевые шпаты и серицит. При увеличении количества эпидота до 15–20 % породы переходят в кварц-хлорит-эпидотовые сланцы. Обе разновидности сланцев имеют гранобластовые, с участками лепидогранобластовой, структуры [46]. Кварц-хлорит-актинолитовые и близкие к ним кварц-эпидот-актинолитовые сланцы имеют более темную окраску и грубополосчатую текстуру. Характеризуются порфиробластовой структурой с лепидогранобластовой основной массой. Сложены породы актинолитом (30–50 %), хлоритом (до 25 %) и кварцем (15–20 %). В порфиробластах концентрируется кварц, реже они представлены скоплением кристаллов актинолита. В отдельных образцах в рассланцованной эпидот-хлоритовой основной массе встречаются реликтовые порфировые выделения роговой обманки [46].

Сланцы кварц-серицитовые гематитсодержащие встречаются в тесной пространственной ассоциации с окрашенными в зеленые тона сланцами и связаны с ними рядом переходных разновидностей зеленого или вишнево-красного цвета. В некоторых случаях вишневые сланцы слагают в зеленых шарообразные участки размером до 2×1,5 м. Типичные вишнево-красные сланцы состоят из кварца, эпидота и тонкораспыленного гематита. Иногда они содержат небольшие количества кальцита [46].

Серые сланцы имеют подчиненное развитие и представлены кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми разновидностями. Структура сланцев микрогранолепидобластовая или гранобластовая. Они состоят из кварца (15–20 %), серицита (20–50 %) и располагающегося параллельно сланцеватости темного неполяризующегося вещества. В кварц-серицитовых сланцах такое вещество практически отсутствует и отмечается небольшое количество хлорита, локализованного совместно с серицитом [46].

Породы свиты подвергнуты неравномерному динамотермальному метаморфизму, степень которого не превышает мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. Первичная природа пород свиты ранее достаточно однозначно определялась как смешанная. Большая часть сланцев считалась продуктами метаморфизма вулканогенных пород. Для вишнево-красных и зеленых разновидностей сланцев это устанавливается, чаще всего, под микроскопом. В отдельных образцах в рассланцованной эпидот-хлоритовой основной массе встречаются реликтовые порфировые выделения роговой обманки [33]. Альбит-хлорит-актинолитовые сланцы характеризуются наличием реликтовых микролитовых структур, выраженных присутствием в хлорит-актинолитовом агрегате лейст плагиоклаза. Макроскопическими признаками первично магматической природы указанных сланцев являются их массивность, отсутствие строго параллельных полосчатых текстур и наличие шарообразных, либо скорлуповатых отдельностей. Шарообразные выделения часто представлены гематитсодержащими разновидностями пород с характерной окраской. Характерным для свиты является наличие, особенно в верхней части разреза, пачек тонкого переслаивания апомагматических пород с кварц-серицитовыми сланцами, первично осадочная природа которых определяется наличием в них реликтовых псаммитовых и псефитовых структур.

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

Реконструкция первичного состава сланцев, содержащих в своем составе актинолит и эпидот, с помощью ряда петро- и геохимических диаграмм, выполненная при проведении ГДП-200, показала их принадлежность к вулканитам пестрого состава (от базальтов до риолитов).

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. 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  $(La/Yb)_n = 0,82-5,27$ ,  $(La/Sm)_n = 0,60-1,54$  и  $(Dy/Lu)_n = 1,32-2,87$ . В них четко проявлена отрицательная европиевая аномалия  $(Eu/Eu^*)_n = 0,12-0,39$ .

Реконструкция геодинамической обстановки формирования метаморфизованных вулкани- тов с помощью диаграмм Ti/Y–Nb/Y и Th/Yb–Nb/Yb позволяет отнести их к базальтам остров- ных дуг, содержащим унаследованную субдукционную компоненту. Индикаторные соотноше- ния Rb/Sr (0,01–0,08) и Sm/Nd (0,27–0,33) свидетельствуют о формировании пород из материа- ла неистощенной мантии. Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствуют об их формировании в бассейнах, сопря- женных с континентальными островными дугами. Распределение РЗЭ в первично осадочных породах свиты свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых пород  $((La/Yb)_n = 9,28-10,49)$ , претерпевших частичное плавление в пределах земной коры  $(Eu/Eu^* = 0,09-0,10)$ . Формирование осадков происходило на коре с низкой проницаемостью для восходящих флюидных потоков  $(Eu/Sm = 0,17)$ .

Вопрос возраста свиты остается слабо решенным. При проведении ГДП-200 была получена датировка возраста базальта метаморфизованного из верховьев р. Тунгала (лист N-52-XXII) 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 принад- лежность образований свиты к образованиям начальных стадий развития геосинклинальных областей, с некоторой долей условности, принимается раннепалеозойский возраст зубаревской свиты.

## СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

К данному возрастному уровню условно относятся метаморфизованные вулканогенно-оса- дочные образования алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит. Все свиты наиболее детально изучены Ю. А. Мамонтовым при проведении ГС-200 территории листа N-52-XX, где расположены их стратотипические разрезы. Впервые свиты в ранге толщ были выделены в бассейне р. Зезя Н. П. Саврасовым в 1955 г.

Алгаинская свита по особенностям состава расчленена на две подсвиты.

*Нижнеалгаинская подсвита* (PZ<sub>2</sub>?al<sub>1</sub>) сложена алевролитами филлитизированными, кварц- серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, метапесчаниками и метаконгломератами. От- ложения подсвиты развиты в виде прерывистой полосы выходов, вытянутой в юго-восточном направлении от западной границы района до р. Деп. Площадь распространения пород подсви- ты составляет около 90 км<sup>2</sup>. В структурном плане подсвита слагает ядро антиклинальной складки, интенсивно нарушенной разломами северо-западного и северо-восточного направле- ний.

Нижняя граница подсвиты в пределах района не установлена. Выше по разрезу породы под- свиты согласно перекрываются отложениями верхнеалгаинской подсвиты.

На МАКС и в аэрогеофизических материалах образования подсвиты не выражены.

Внешне, по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу сланцы имеют сходство с подобными образованиями зубаревской свиты, граница с которой представлена раз- рывным нарушением надвигового типа. Отличием подсвиты является отсутствие в ее разрезе метаморфизованных вулкани- тов и гематитсодержащих вишнево-красных кварц-серицитовых сланцев [46].

В центральной части листа, в бассейне р. Алла составлен наиболее полный разрез подсвиты [46]:

1. Алевролиты филлитизированные .....	40
2. Метапесчаники и алевролиты филлитизированные переслаивающиеся.....	30
3. Алевролиты филлитизированные, переходящие вверху в кварц-серицитовые сланцы.....	50
4. Алевролиты филлитизированные и метапесчаники переслаивающиеся .....	55
5. Метапесчаники и кварц-серицитовые сланцы, переслаивающиеся.....	70
6. Алевролиты филлитизированные .....	150
7. Метаконгломераты .....	15

\* Содержания РЗЭ здесь и далее по тексту нормированы к хондриту

8. Алевролиты филлитизированные, переслаивающиеся с кварц-серицитовыми сланцами с отдельными пачками метапесчаников .....	390
9. Кварц-серицитовые сланцы .....	140
10. Сланцы кварц-хлоритовые .....	340
11. Метапесчаники .....	20
12. Кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы с редкими маломощными прослоями метапесчаников .....	1 030
13. Серицит-кварцевые сланцы .....	150
14. Кварц-серицитовые сланцы с прослоями кварц-хлоритовых сланцев .....	825

Общая мощность по разрезу 3 305 м. Принимая во внимание подверженность пород подсветы на данном участке территории мелкой складчатости, мощность разреза подсветы была уменьшена и принята равной 1 600 м [46].

Состав подсветы по простиранию достаточно однороден. Исключение составляют мета-конгломераты, которые в элювиально-делювиальных развалах не фиксируются.

*Верхнеалгаинская подсвета* ( $PZ_2?al_2$ ) окаймляет в плане выходы образований нижней под-светы и в виде продолжения ядра антиклинали протягивается далее в юго-восточном направлении восточнее р. Деп. Еще один выход пород подсветы располагается несколько южнее, где ими сложено ядро еще одной антиклинали, прослеживающейся от западной границы района до долины р. Алла. Подсвета сложена кварц-серицитовыми, серицит-кварцевыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, эпидот-актинолит-альбитовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами, алев-ролитами филлитизированными, метапесчаниками.

Нижняя граница подсветы проводится по подошве пачки сланцев эпидот-актинолит-альби-товых. Выше по разрезу на породах подсветы согласно залегают отложения гармаканской сви-ты.

У западной рамки листа, в бассейне р. Тында был составлен наиболее полный разрез отло-жений подсветы [46]:

1. Эпидот-актинолит-альбитовые и серицит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся .....	300
2. Кварц-эпидот-хлоритовые сланцы .....	15
3. Алевролиты филлитизированные .....	200
4. Серицит-кварцевые сланцы с маломощными прослоями метапесчаников .....	250
5. Серицит-кварцевые сланцы и алевролиты филлитизированные .....	200
6. Серицит-кварцевые сланцы и алевролиты филлитизированные переслаивающиеся с редкими прослоями метапесчаников .....	200
7. Эпидот-актинолит-альбитовые и кварц-серицитовые сланцы .....	150
8. Альбит-эпидот-актинолитовые сланцы .....	20
9. Метапесчаники с редкими маломощными (1–2 см) прослоями алевролитов филлитизированных .....	80
10. Серицит-кварцевые сланцы с прослоями кварц-серицитовых сланцев .....	200

Общая мощность разреза 1 615 м.

Состав подсветы по простиранию претерпевает некоторые изменения. В западной части района, в береговых обнажениях руч. Бол. Топкати, в средней части разреза заметно увеличи-вается количество метапесчаников, переслаивающихся со сланцами кварц-серицитовыми и алевролитами рассланцованными. Можно отметить некоторое уменьшение вверх по разрезу количества алевролитов филлитизированных с возрастанием доли сланцев кварц-серицитовых и серицит-кварцевых. Намечается нечеткая приуроченность метапесчаников к средним частям разреза [46].

Сланцы кварц-серицитовые и серицит-кварцевые – серые, темно-серые или черные породы с иногда проявленной полосчатостью, обусловленной чередованием полос различного состава. Структура их гранолепидобластовая или лепидогранобластовая, в полосах существенно квар-цевого состава – гранобластовая. Исключительно редко устанавливаются реликты алевропели-товой и алевритовой структур. Состав сланцев очень близок, появление их разновидностей оп-ределяется соотношением кварца, серицита и неполярizable вещества. Из второстепен-ных минералов почти всегда присутствуют альбит и хлорит, реже встречается эпидот.

Метапесчаники – серые более или менее массивные, реже грубосланцеватые породы. Обло-мочный материал (25–30 %) представлен кварцем, единичными зернами полевых шпатов и циркона. Цемент полностью перекристаллизован и первичная псаммитовая структура угады-вается по отдельным реликтовым зернам кластического материала. Новообразованные минералы представлены серицитом (до 10 %) и небольшими количествами хлорита, эпидота и тремолита.

Эпидот- и актинолитсодержащие сланцы – зеленой окраски породы с отчетливой сланцева-той текстурой. Они состоят из кварца, эпидота, актинолита и хлорита (пеннина). В количест-венном отношении эпидот и хлорит преобладают. Мелкокристаллический кварц образует лин-

зобразные скопления, ориентированные, как и зерна актинолита, длинной осью по сланцеватости породы. Количества актинолита и эпидота иногда достигают 30 %. Иногда сланцы содержат небольшие количества тремолита [16, 46].

Метаконгломераты встречаются в виде отдельных линз или невыдержанных пластов мощностью 0,5–15 м. Внешне это темные породы, состоящие из уплощенных, веретенообразных галек светло-серых метапесчаников и цементирующего их черного кварц-серицитового с неполяризуемой массой материала, занимающего около 50 % объема породы. Размер галек колеблется от 0,5 до 3 см. Возможно, часть этих пород представляет собой алевролиты филлитизированные с будинированными прослоями метапесчаников [46].

Метаморфизм образований алгаинской свиты выразился перекристаллизацией пород с новообразованием хлорита, актинолита, мусковита и эпидота в первично песчано-глинистых толщах с почти полным изменением их структур. В эффузивных составляющих разреза свиты произошло изменение первичных структур и почти полная перекристаллизация основной массы [16]. Породы свиты сформировались в результате метаморфизма, в большей мере, осадочных пород, о чем свидетельствуют постепенные переходы сланцев в метапесчаники и алевролиты филлитизированные. Для сланцев, содержащих в составе амфибол и эпидот, предполагается первично вулканогенная природа. В их отдельных образцах под микроскопом фиксируется реликтовая порфиновая структура [16].

Петрохимические исследования ортосланцев показали их принадлежность к породам повышенной щелочности ( $Na_2O+K_2O=3,09-6,44$ ). 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 ( $al'=0,84-1,18$ ), 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 свидетельствует об их формировании в бассейнах, сопряженных с океаническими островными дугами.

Возраст пород свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Имеющиеся геологические данные позволяют считать породы свиты доюрскими. На правом берегу низовий р. Тунгала сланцы прорываются юрскими базальтами тунгалинского комплекса. Принимая во внимание сложившуюся в настоящее время точку зрения на строение и геологическое развитие Амуро-Охотской складчатой системы, принимается условно среднепалеозойский возраст свиты.

Гармаканская свита ( $PZ_2?gr$ ) представлена резко преобладающими алевролитами филлитизированными, переслаиваемыми с метапесчаниками, незначительно развиты эпидот-хлорит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, серицит-графит-кварцевые сланцы [17, 46]. Образования свиты развиты в разных участках района. Наиболее крупный выход занимает водораздел Тынды–Алла и бассейн среднего течения последней. Выходы меньшей площади расположены на водоразделе Десс–Долбырь, в верхнем течении р. Дип и в приустьевой части р. Тунгала. Площадь распространения пород свиты составляет около 400 км<sup>2</sup>. В структурном отношении свита участвует в строении серии разнопорядковых складчатых форм, существенно нарушенных постскладчатыми разрывными нарушениями.

Свита согласно залегает на сланцах верхнеалгаинской подсвиты, выше по разрезу породы свиты постепенно сменяются образованиями теплоключевской свиты. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки метапесчаников, сменяющих в бассейне р. Тынды сланцы верхнеалгаинской свиты. Верхняя граница свиты проводится по смене алевролитов филлитизированных разнообразными амфиболсодержащими аповулканогенными сланцами теплоключевской свиты.

Наиболее полный разрез свиты составлен в бассейне р. Алла [47]:

1. Метапесчаники.....	50
2. Серицит-графит-кварцевые сланцы .....	75
3. Метапесчаники.....	60
4. Алевролиты филлитизированные .....	30
5. Метапесчаники.....	80
6. Алевролиты филлитизированные .....	65
7. Метапесчаники.....	90
8. Алевролиты филлитизированные .....	45
9. Метапесчаники.....	85
10. Алевролиты филлитизированные .....	105
11. Метапесчаники.....	90



12. Алевролиты филлитизированные.....	90
13. Метапесчаники.....	110
14. Алевролиты филлитизированные.....	100
15. Метапесчаники.....	65
16. Алевролиты филлитизированные.....	70
17. Метапесчаники.....	130
18. Алевролиты филлитизированные.....	100
19. Метапесчаники.....	90
20. Алевролиты филлитизированные.....	80
21. Метапесчаники.....	70
22. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы.....	40
23. Алевролиты филлитизированные.....	65
24. Метапесчаники.....	90
25. Алевролиты филлитизированные с редкими кристаллами пирита.....	465

Общая мощность по разрезу 2 340 м.

Изменения разреза по простиранию заключаются в повышении роли эпидот-хлорит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых сланцев в западном направлении и увеличении количества сланцев графитсодержащих в бассейне р. Долбырь. Разрез свиты в бассейне р. Дел подобен вышеприведенному [31, 46, 47].

Алевролиты филлитизированные – сланцеватые породы черного цвета, содержащие редкие линзочки, тонкие прослои серых тонкозернистых метапесчаников, иногда сохраняют первичную слоистость. Имеют бластоалевропелитовую структуру. Алевритовые частицы занимают 30–50 % объема 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 серицит-графит-кварцевые сланцы. Иногда в сланцах наблюдается неполяризующееся вещество в виде тонких прослоев, линз, реже – участков неправильной формы [46].

Метапесчаники – мелко- или среднезернистые породы разных оттенков серого цвета с полосчатой и тонкополосчатой, редко массивной текстурой. Структура бластопсаммитовая. 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 и полностью перекристаллизован в микрокристаллический кварцевый агрегат со значительным содержанием серицита, примесью хлорита и эпидота. Встречаются реликты псаммитовой структуры. Содержание серицита колеблется в широких пределах, что обуславливает постепенность перехода метапесчаников (5–20 % серицита) в хлорит-серицит-кварцевые (30 % серицита) и другие 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 влиянием мелких разрывных нарушений.

Первично осадочная природа отложений свиты достаточно уверенно устанавливается по наличию в них реликтовых алевропелитовой и псаммитовой структур. Это 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 ( $Eu/Eu^*=0,12-0,18$ ). Отложение осадков 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 формирование пород свиты в бассейнах, сопряженных с континентальными вулканическими дугами. При этом часть составов пород 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 установлено.

Теплоключевская свита ( $PZ_2?tk$ ) слагает протягивающуюся через весь лист полосу субширотного направления, нарушенную системой разломов северо-восточного простирания. Полоса протягивается из долины р. Тынды на западе до левобережья верхнего течения р. Дел – на востоке. Породами свиты также сложен тектонический блок на водоразделе Сирик–Джугдагын. Площадь распространения пород свиты составляет около 320 км<sup>2</sup>. В состав свиты входят серицит-альбит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, эпидот-серицит-кварцевые, кварц-альбит-хлоритовые, хлорит-

актинолитовые, серицит-хлорит-актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, кварц-хлорит-эпидотовые, кварц-серицит-актинолитовые, эпидот-серицит-актинолитовые, эпидот-хлорит-серицитовые, глаукофансодержащие сланцы, известняки мраморизованные. В структурном отношении образования свиты в западной части района слагают ядро синклинальной складки, северное крыло которой на большем протяжении срезано разломом северо-западного направления. Аналогичное структурное положение породы свиты занимают в долине р. Деп. Структурное положение других выходов свиты не установлено.

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

Наиболее полный разрез свиты составлен в бассейне р. Алла [46]:

1. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы с редкой вкрапленностью магнетита .....	30
2. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы .....	90
3. Серицит-кварцевые сланцы.....	250
4. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы .....	330
5. Серицит-кварцевые сланцы.....	270
6. Эпидот-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся.....	340
7. Кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся.....	225
8. Серицит-хлорит-актинолитовые сланцы .....	40
9. Известняки мраморизованные массивные зеленовато-белые .....	15
10. Серицит-хлорит-актинолитовые сланцы .....	20
11. Известняки мраморизованные полосчатые серые.....	15
12. Серицит-хлорит-актинолитовые, иногда магнетитсодержащие сланцы, переслаивающиеся с серицит-кварцевыми сланцами.....	125
13. Кварц-серицитовые сланцы .....	5
14. Эпидот-хлорит-серицитовые сланцы .....	20
15. Серицит-кварцевые сланцы.....	20
16. Эпидот-серицит-актинолитовые сланцы с прослоями серицит-кварцевых сланцев.....	175
17. Кварц-серицитовые сланцы .....	145
18. Известняки мраморизованные полосчатые светло-серые .....	10
19. Серицит-кварцевые сланцы.....	125
20. Хлорит-актинолитовые сланцы .....	100
21. Кварц-серицитовые сланцы .....	125
22. Хлорит-актинолитовые сланцы с вкрапленностью магнетита.....	15

Общая мощность разреза 2 490 м.

Разрез свиты характеризуется сложным строением, пестротой литологического состава и его серьезными вариациями по простиранию структур. Особенно не выдержаны по простиранию входящие в состав свиты хлорит-, эпидот- и амфиболсодержащие сланцы, количество которых существенно увеличивается в восточном направлении. Эти сланцы, являющиеся одним из картировочных признаков свиты, приурочены, главным образом, к нижним и средним частям разреза. Выше по разрезу заметно уменьшается их количество и изменяется состав. Кварц-эпидот-серицитовые, кварц-серицит-эпидотовые и другие сланцы сменяются кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми [31, 46].

От западной рамки листа в субширотном направлении до бассейна руч. Керагин протягиваются два горизонта известняков мраморизованных в ассоциации со сланцами амфиболсодержащими и кварцитами метасоматическими. Наиболее выдержанный горизонт известняков, прослеженный непрерывно на 18 км, имеет в западной части мощность 60–70 м, а в долине р. Алла – 25–30 м. Помимо указанных горизонтов, к различным частям разреза свиты (за исключением верхов, где встречаются лишь единичные линзы известняков) приурочены многочисленные линзы и маломощные пласты известняков мраморизованных [46]. Таким образом, установлено постепенное уменьшение роли карбонатных пород в разрезе свиты в восточном направлении.

В верхних частях разреза свиты преобладают желтовато-серые или светло-серые кварц-серицитовые сланцы по песчаникам (?), в которых при микроскопических исследованиях обнаруживаются реликты неполяризующегося вещества и, в единичных случаях, реликтовые зерна кластического материала. Заметную роль играют полосчатые серицит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы.

Еще одним характерным признаком свиты является интенсивно проявленная в породах плейчатость. Породы сильно гофрированы по всей толще, кроме того, они смяты в систему мелких изоклинальных складок с незначительными тектоническими смещениями осевых плоскостей [15].

Серицит-альбит-кварцевые сланцы – темно-серые тонкополосчатые породы с многочисленными послойными инъекциями кварца и обособлением серицита в отдельных прослоях. Структура их гранолепидобластовая, лепидогранобластовая, гетеробластовая. В составе породы установлены: серицит, иногда мусковит (15–40 %), альбит (20–40 %), кварц (20–60 %). Иногда содержатся хлорит (до 10 %), стильпномелан (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 [47].

Кварц-эпидот-серицитовые, кварц-хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые и кварц-серицит-актинолитовые, иногда магнетитсодержащие сланцы – тонкополосчатые от ярко-зеленых до зеленовато-серых породы. В строении этих сланцев участвуют: кварц (10–15 %), актинолит (до 60 %), хлорит (3–25 %), эпидот (2–25 %), серицит (1–7 %). В небольших количествах встречаются: апатит, сфен, плагиоклаз, турмалин, ортит (?) и биотит. Структура пород порфиробластовая за счет выделений кварца 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 (до 10 %), 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. Резко преобладает актинолит, иногда встречается глаукофан, содержание которого достигает 15 % [46].

Эпидот-серицит-кварцевые сланцы являются переходными разностями от кварц-серицитовых к сланцам предыдущей группы. Текстура сланцев тонкополосчатая, нередко микроплойчатая. Полосчатость является результатом метаморфической дифференциации, приведшей к обособлению кварца и полевых шпатов в полосы мощностью 1–2 мм. Типичной структурой сланцев является гранолепидобластовая, переходящая в отдельных прослоях в лепидогранобластовую или гранобластовую. В строении сланцев принимают участие: кварц (25–30 %), серицит (25–30 %), эпидот (10–15 %), хлорит (5–20 %), плагиоклаз (2–3 %). Иногда отмечается до 5 % биотита.

Серицит-кварцевые сланцы обычно в том или ином количестве содержат неполяризующееся вещество, концентрирующееся в виде полос, линз, участков неправильной формы или равномерно рассеянное. Текстура сланцев полосчатая, плойчатая, структура – гранолепидобластовая, гранобластовая. Породы состоят из вытянутых ксенобластов кварца с облачным погасанием (30–60 %), волокон и чешуек серицита (25–40 %). Содержание хлорита и неполяризующегося вещества в сумме не превышает 5–10 % [46].

Известняки мраморизованные – тонко- или грубополосчатые, редко – массивные, сахаровидные породы. Полосчатость обусловлена различной (белой, серой и голубоватой) окраской, а чаще – распределением минералов-примесей, представленных кварцем (до 7 %), мусковитом, хлоритом, сфеном, эпидотом, цоизитом, роговой обманкой и плагиоклазами. Мономинеральные кальцитовые разности характерны для небольших по мощности линз и прослоев [17, 46]. 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 [46].

Генезис амфибол- и эпидотсодержащих сланцев трактовался по-разному. Часть исследователей [31, 33] считали их продуктами метаморфизма эффузивных пород основного состава. Тонкое чередование таких сланцев с известняками и слюдисто-глинистыми сланцами может свидетельствовать об их образовании в результате метаморфизма глинисто-мергелистых осадков или «загрязненных» известняков [46].

Изучение химического состава эпидот- и амфиболсодержащих сланцев позволяет отнести их к метаморфизованным базальтам, трахибазальтам, андезибазальтам и трахиандезибазальтам. 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  $\text{K}_2\text{O}$  и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,36-3,15$ ). Умереннощелочные разности более равномерно распределяются в натриевой и калий-натриевой сериях ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,57-18,32$ ). 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 ( $aI' = 0,62-1,48$ ). Трахибазальты метаморфизованные имеют несколько пониженное значение отношения  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (1,88–3,25) по сравнению с базальтами метаморфизованными  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (1,33–2,83). Содержания  $\text{TiO}_2$  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), высокорядными (Y, Th, U, Pb) и транзитными (V, Cr, Co, Ni, Zn) элементами, РЗЭ (Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Er, Tm, Yb). Наиболее сильно превышает средние содержания в основных породах концентрации Cs. Содержания высокорядных элементов (Zr, Hf, Nb) и Lu не достигают средних концентраций в основных породах. Тренды распределения РЗЭ в метабазах показывают относительную обогащенность пород LREE, значение  $(La/Yb)_n=1,24-10,18$ , в метатрахибазальтах этот коэффициент составляет 1,85–8,45. Несколько по-разному в породах разной щелочности распределены LREE и HREE. Соотношение  $(La/Sm)_n$  в метабазах составляет 0,68–3,05, а в метатрахибазальтах – 0,85–2,26. Коэффициент  $(Dy/Lu)_n$  в метабазах равен 1,33–2,01, а в метатрахибазальтах – 1,49–3,02. В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия  $(Eu/Eu^*)_n=0,12-0,39$ .

Реконструкция геодинамической обстановки формирования метаморфизованных вулканитов с помощью диаграмм  $Ti/Y-Nb/Y$  и  $Th/Yb-Nb/Yb$  позволяет отнести их к базальтам островных дуг, содержащим унаследованную субдукционную компоненту. Точки составов пород на диаграмме  $MnO \cdot 10-TiO_2-P_2O_5 \cdot 10$  располагаются, в основном, в поле базальтов срединно-океанических хребтов. Отдельные образцы отвечают толеитам островных дуг и щелочным базальтам океанических островов. Подобные результаты получены и при использовании диаграммы  $K_2O \cdot 100/(Na_2O+K_2O)$ . Большая часть фигуративных точек составов пород располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов, также 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 базальтоидов теплоключевской 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 или континентальными вулканическими дугами. На накопление 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 формировании 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  $(Eu/Eu^*=0,06-0,16)$ . Накопление 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 отложение осадков в непосредственной близости от зон спрединга.

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.

Породы алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит в разной степени подвергнуты гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Достаточно широким распространением пользуются немасштабные тела кварцитов метасоматических. Отдельные тела кварцитов достигают мощности 400 м, протягиваясь по простиранию на расстояние до 8 км. Кварциты представляют собой массивные, редко – полосчатые, средне- и мелкозернистые желтовато-белые, серые, розовато-желтые и коричневые породы. Полосчатость определяется чередованием полос разной окраски. Наибольшим распространением пользуются слюдистые разновидности кварцитов 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 полосами, ориентированными под углом к сланцеватости. Реже встречаются мономинеральные и гематитсодержащие кварциты. Зерна кварца вытянуты в одном направлении почти перпендикулярно полосчатости, обладают резким облачным погасанием и характеризуются зубчатыми сочленениями [46, 47]. 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 [46, 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 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, часто ассоциирующее с глинистым, занимает 5–10 % в графитосодержащих и 40–50 % в графитистых разностях сланцев и образует полосы различной мощности, реже равномерно рассеяно по всей площади шифа [46]. 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.

Генезис известняков мраморизованных также не однозначен. Тесная их пространственная сопряженность с метаморфизованными вулканитами ставит под вопрос их биогенное происхождение. Возможно, они сформированы в результате спилитизации вулканитов и карбонатного метасоматоза. Так, в наиболее мощном теле мраморизованных известняков бассейна р. Тынды отмечаются маломощные прослои сланцев [17].

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Омутнинская свита ( $S_{1-2om}$ ) выделена в 1950 г. В. З. Скороходом в бассейне р. Омутная (лист N-51-XXI) в пределах Ольдойского прогиба [29]. В районе силурийские отложения впервые установлены К. Н. Мироновым в 1951 г. в верховьях руч. Второй Сиян – правого притока р. Деп. Породами свиты сложены два тектонических блока, наиболее крупный из которых расположен в юго-западной части района и занимает верхние течения ручьев Моховой, Первый Сиян и Неупокоевский. Небольшой тектонический блок этих пород располагается в долине р. Нинни, вблизи восточной рамки листа. Общая площадь распространения пород свиты составляет около 120 км<sup>2</sup>. Свита сложена кварцитами, алевролитами и песчаниками.

Характерным картировочным признаком свиты является установленное по наблюдениям в элювиально-делювиальных развалах преобладание в ее составе кварцитов.

Образования, слагающие блок большей площади, по зонам разрывных нарушений контактируют на юге с осадочными породами мезозойского возраста Депского прогиба, а на северо-западе – с фаунистически охарактеризованными осадками ольдойской свиты среднего–позднего девона. На юге осадки свиты частично перекрыты озерно-аллювиальными образованиями сазанковской свиты миоценового возраста. Северо-восточной границей распространения пород свиты является зона Нинни-Сагаянского разлома, отделяющая их от вулканогенно-осадочных отложений типаринской свиты раннекаменноугольного возраста и диоритов раннекембрийского зейско-депского комплекса. В долине р. Нинни породы омутнинской свиты с севера отделены от диоритов зейско-депского комплекса зоной разлома, с юго-востока и юго-запада по разломам граничат с породами ольдойской и аякской свит.

Схематический разрез свиты составлен в бассейнах р. Кайла и руч. Обещающий [46]:

1. Песчаники кварцевые с маломощными прослоями алевролитов .....	800
2. Кварциты .....	450
3. Песчаники кварцевые .....	285

Общая мощность разреза 1 535 м.

Частный разрез свиты составлен также по береговым обнажениям р. Нинни [48]:

1. Кварциты .....	150
2. Конгломераты кварцевые .....	5
3. Кварциты .....	50
4. Песчаники кварцевые с прослоями алевролитов .....	5
5. Кварциты и песчаники кварцевые, переслаивающиеся .....	100

Общая мощность разреза 310 м.

Приведенные разрезы свидетельствуют о выходе на поверхность в долине р. Нинни средней части разреза свиты и характеризуют латеральные изменения ее состава.

Кварциты – плотные светло-серые, белые с зеленоватым оттенком, кремво-желтые крупно- или среднезернистые массивные, реже полосчатые породы с псаммитовыми равномернозернистыми, реже гранобластовыми структурами и цементом соприкосновения серицитового состава.

ва, занимающим 2–3 % породы. Обломочный материал существенно кварцевый с единичными зернами плагиоклаза и микроклина. Кварц представлен зернами неправильной формы размером 0,3–3 мм с неровными ограничениями и волнистым, редко – мозаичным, угасанием. Микроклин имеет свежий облик, плагиоклаз почти полностью серицитизирован [46, 48].

Песчаники – зеленые средне- или мелкозернистые слабобассланцованные породы с бластосаммитовой, участками гранолепидобластовой и гранобластовой структурами. Обломочный материал представлен, в основном, кварцем с примесью плагиоклаза, встречаются сфен и пирит. Обломки кварца и плагиоклаза слабоокатаны. Пирит неравномерно распространен по породе в виде тонкой вкрапленности и мелких кристалликов кубического габитуса. Цемент полностью перекристаллизован в агрегат параллельно ориентированных чешуек хлорита (до 50 %), серицита, кальцита, кварца и эпидота [46].

Алевролиты – плотные породы зеленовато-серого цвета, обычно с массивной, реже сланцеватой текстурой. По составу обломочного материала и цемента они аналогичны песчаникам, отличаясь бластоалевритовой структурой [46].

Конгломераты сложены хорошо окатанными плоскими, эллипсоидными или округлыми гальками размером 0,5–4 см по длинной оси. В гальках преимущественно встречается кварц, реже отмечаются микроклин, плагиоклаз, кварциты, измененные эффузивы. Цемент серицит-кварцевый со структурами обрастания, регенерации или соприкосновения занимает 5–10 % породы [48].

Полезных ископаемых, связанных с отложениями свиты, в районе не установлено.

Возраст свиты геологическими методами не установлен, подстилающие и перекрывающие образования в пределах ее блоков отсутствуют. В алевролитах бассейна руч. Второй Сиян ранее были обнаружены криноидеи плохой сохранности, по мнению Н. Н. Яковлева, являющиеся представителями рода *Syndetocrinus*, широко распространенного в верхневенлокских отложениях Тувы. На основании этого возраст вмещающих их отложений можно считать позднесилурийским. Таким образом, возраст отложений омутнинской свиты района не противоречит решениям IV Дальневосточного стратиграфического совещания.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Большеневерская свита ( $D_{bn}$ ) выделена в 1950 г. И. В. Лучицким и В. Н. Крестовниковым в бассейнах рек Ольдой, Уруша, Омутная и Амазар (листы N-51-XVI, XXI) в пределах Ольдойского прогиба [29]. В пределах района отложения свиты выделены по результатам палеонтологических исследований на камеральной стадии проведения ГС-200 [50]. При этом в состав свиты были включены кварциты и кварцевые песчаники омутнинской свиты, прослой алевролитов, в которых содержатся остатки фауны силурийского возраста. В отчете о результатах среднемасштабной геологической съемки породы свиты, в силу своей петрографической идентичности, включались в состав имачинской свиты, возраст которой был установлен фаунистически [46]. Породы свиты выделены в бассейне среднего течения р. Кайла, где слагают выход площадью около 0,6 км<sup>2</sup>. С севера породы свиты предположительно согласно перекрыты отложениями имачинской свиты. Это взаимоотношение в коренном залегании не наблюдалось. С юга распространение свиты ограничено разломом субширотного простирания, южнее которого развиты отложения омутнинской свиты. На основании структурного положения выхода пород, относимых к большеневерской свите, нельзя исключать их аллохтонного залегания. Свита сложена известняками, песчаниками и алевролитами.

Разрез свиты, считающийся опорным, составлен в бассейнах р. Кайла [50]:

1. Песчаники.....	80
2. Известняки с прослоями песчаников.....	50
3. Песчаники.....	40
4. Известняки с прослоями песчаников и алевролитов .....	30

Общая мощность разреза 200 м.

Петрографически породы практически идентичны аналогичным породам имачинской свиты и охарактеризованы совместно.

Полезных ископаемых, связанных с отложениями свиты в районе, не установлено.

Возраст свиты определен богатыми сборами органических остатков в разрозненных точках в долине среднего течения р. Кайла. Среди них были определены: *Isorthis (Protocortezorthis)*

*inostranzewi* (Peetz), *Discomyorthis oblata* (Hall.), *Gladiostrophia pseudofascicula* (Ruk.), *Leptagonia lebedevae* (N. Tchern.), *Leptostrophiiella kharkraica* N. Tchern. и др., характерные для отложений лохковского и пражского ярусов Горного Алтая, Монголии, Центрального Казахстана и Северной Америки. Вместе с этим в этих отложениях собраны остатки *Megakozlowskiella perlamellosa* (Hall.) и *Ivanothyris grandis* (Kapl.), встречающиеся в отложениях нижнего эмса многих районов [51]. На основании возраста собранных органических остатков возраст большеверской свиты принят на уровне лохковского–эмского ярусов нижнего девона.

## 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 [29]. В характерном районе породы имачинской свиты впервые выделены при проведении ГС-200 В. В. Шихановым. Породы свиты незначительно развиты в бассейнах рек Гага и Кайла, где занимают площадь около 20 км<sup>2</sup>. В бассейне р. Кайла с севера и северо-востока выход пород свиты разломами отделен от отложений ольдойской свиты и образований зейско-депского комплекса. На юге – согласно перекрыты отложениями ольдойской свиты. В бассейне р. Кайла, предположительно, согласно перекрывают осадки большеверской свиты, а с севера – согласно перекрыты отложениями ольдойской свиты. Таким образом, породы имачинской свиты слагают крылья синклинали, нарушенной разломами северо-восточного простирания. Свита сложена известняками, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В структурном отношении свита слагает северное крыло синклинальной складки субширотного простирания.

Нижней границей свиты в районе считается кровля слоя известняков, содержащих фаунстические остатки, являющиеся характерными для большеверской свиты [50]. Вверх по разрезу известняки свиты сменяются согласно залегающими на них песчаниками ольдойской свиты.

Обобщенный разрез, полученный в результате корреляции частных, составленных в бассейнах рек Гага, Кайла и руч. Обещающий В. В. Шихановым, имеет следующее строение:

1. Песчаники.....	10
2. Известняки мраморизованные с обильными остатками мшанок и криноидей.....	10
3. Песчаники известковистые с плохо сохранившимися остатками брахиопод.....	2
4. Известняки мраморизованные с остатками мшанок и криноидей.....	25
5. Песчаники грубозернистые.....	3
6. Аргиллиты черные с линзами песчаников и остатками брахиопод, мшанок, криноидей.....	80
7. Известняки мраморизованные, в нижней части – коралловые, переходящие выше в мшанково-криноидные.....	600

Общая мощность разреза 730 м. Схематичность верхней части разреза обусловлена исключительно плохой обнаженностью.

Частные разрезы свиты имеют некоторые особенности. В долине руч. Северный отмечается резкое увеличение мощности пачек известняков при сохранении мощности разделяющего их горизонта аргиллитов. В долине руч. Обещающий разрез начинается с аргиллитов, а мощность верхней пачки известняков составляет 100 м. Такое резкое колебание мощностей известняков может быть объяснено фаціальными условиями осадконакопления. Судя по характеру известняков (коралловые и мшанковые) и их поведению в разрезе, породы принадлежат рифовой фации.

Известняки – серые разнозернистые породы с гетеробластовой, органогенной и оолитовидной структурами. Сложены кальцитом (75–90 %), доломитом и кварцем (до 20 % в сумме), рудным минералом. Кальцит представлен зернами неправильной, редко изометричной формы размером до 3 мм. Тонкозернистый кварц в ассоциации с тонкозернистым кальцитом выполняет промежутки между крупными образованиями последнего. Иногда кварц замещает остатки фауны. Доломит встречается редко в виде зерен ромбической формы размером до 1 мм [46].

Аргиллиты – темные, почти черные, с тонкоплитчатой отдельностью породы. На плоскостях скола имеют слабый шелковистый отлив. Структура алевропелитовая, алевролитовые частицы занимают не более 5 % объема породы и представлены кварцем, серицитом, рудным минералом. Пелитовые частицы состоят из кварца, серицита и неполяризующегося материала – непрозрачного, образующего узорчатые скопления и пятна [46].

Песчаники и алевролиты аналогичны таковым ольдойской свиты.

В качестве полезного ископаемого могут рассматриваться известняки.

Возраст имачинской свиты надежно определен органическими остатками. В бассейнах рек

Гага и Кайла в известняках собраны органические остатки, среди которых Г. Р. Шишкиной были определены: *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H. cf. biconcavus* Yelt. et J. Dubat., *Pentagonocyclicus* ex gr. *imatschensis* Yelt., *Pefirmus* Yelt., *Euryspirifer* sp., *Chonetes* sp., *Stropheodonta* sp., *Atrypa* sp., *Leptaena* aff. *rhomboidalis* Wilck., *Camarotoechia* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Favosites halanensis* J. Dubat., *Striatopora schandiensis* Dubat., *S. tschichatschewi* Peetz и др. [51]. На основании сборов органических остатков возраст имачинской свиты определен ранне-позднедевонским на уровне эмского–эйфельского ярусов.

### СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Ольдойская свита ( $D_{2-3ol}$ ) выделена в бассейнах рек Ольдой и Уруша (лист N-51-XXII) в 1935 г. В. З. Скороходом [29]. Породы свиты слагают ряд разобщенных блоков, расположенных в виде прерывистой цепочки юго-восточного направления. Наиболее крупный выход расположен на водоразделе Дем–Гага и в бассейне последней. Еще один блок приурочен с севера к зоне Нинни–Сагайского разлома и протягивается из верховьев руч. Прав. Неупокоевский в район устья р. Джигдали – левого притока р. Нинни. Блок наименьшей площади расположен на левом берегу р. Нинни около восточной границы района. Площадь развития пород свиты составляет около 200 км<sup>2</sup>. Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, известняками.

В бассейне р. Гага наблюдалось согласное залегание тонкозернистых песчаников свиты на известняках, отнесенных к имачинской свите [46]. В этом же районе отложения свиты тектонически перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями типаринской свиты раннекаменноугольного возраста. В западной части своего развития свита с разрывом перекрыта осадками багоносской свиты среднеюрского возраста.

Нижняя часть разреза составлена по р. Гага и имеет следующее строение [46]:

1. Песчаники с обильными органическими остатками и линзой известняков мшанковых мощностью 3 м.....	110
2. Песчаники с остатками члеников морских лилий.....	90
3. Алевролиты.....	130
4. Песчаники.....	100

Нарращивание разреза установлено в бассейне руч. Обещающий [46]:

5. Песчаники с прослоем известняков.....	30
6. Алевролиты черные массивные.....	10
7. Песчаники с остатками члеников морских лилий.....	105
8. Аргиллиты черные тонкоплитчатые.....	50
9. Песчаники.....	200
10. Песчаники с прослоями алевролитов.....	800

Общая мощность разреза 1 625 м.

Для свиты характерно весьма однообразное строение и отсутствие выдержанных маркирующих горизонтов. Она представляет собой переслаивание песчаников и алевролитов с постепенными переходами одних в другие [46].

Главными составляющими разреза являются песчаники зеленовато-темно-серые. 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.

Подчиненную роль в составе свиты играют песчаники аркозово-полимиктовые – 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 хлорит-серицит-кварцевый [35].

Алевролиты макроскопически не отличаются от тонкозернистых песчаников и имеют близкий петрографический состав. Цемент их глинистый, занимает около 40 % объема породы. При локальном наложении динамометаморфизма алевролиты приобретают сланцеватую структуру.

Аргиллиты наименее распространены в разрезе свиты и представлены черными плотными



породами со слабо выраженной слоистой структурой и тонкоплитчатой отдельностью. Структура алевропелитовая с содержанием алевритовых частиц кварца, слюд и рудного минерала не более 5 %. Пелитовая масса имеет аналогичный состав [46].

Известняки – светло- и грязновато-серые среднезернистые породы, иногда содержащие органические остатки. Структура пород кристаллическизернистая с редко наблюдаемой ориентировкой вытянутых зерен кальцита. Отмечаются тонкие разноориентированные прожилки более позднего кальцита. Состоят из кальцита (до 95 %), отдельных зерен доломита, переотложенного кварца (8–10 %) и незначительных количеств пирита, мусковита, эпидота, пироксена.

На накопление 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 образовании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований ( $(La/Yb)_n=8,01-10,74$ ), претерпевших частичное плавление в пределах земной коры ( $Eu/Eu^*=0,19-0,23$ ). Осадконакопление 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 формирование осадков на незначительном удалении от зон спрединга.

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

Возраст свиты обоснован сборами органических остатков в бассейнах рек Гага и Кайла. Г. Р. Шишкиной и Л. П. Эйхвальд в песчаниках из бассейна р. Кайла были определены *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et J. Dubat., *H. biconcavus* Yelt. et J. Dubat., *Eoschuchertella minussinensis zeica* Schischk., *Xenizostrophia hinganensis* Su, *Cryptonella planirostra* (Hall.), *Devonochonetes coronatus*, *Eleutherokomma rhukensis* (Brice), *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou) и *Fimbrispirifer venustus* (Hall.), определяющие живетский возраст пород. Возможность датирования свиты франским ярусом позднего девона позволяют находки остатков *Cariniferella tioga* (Hall.), *Cyrtospirifer achmet* Nal., *Eleutherokomma rhukensis* (Brice), *Elytha fimbriata* (Conr.), *Eoschuchertella chemungensis* (Conr.), *Spinocyrtia martianofi* (Stuck.), *S. kizilschina* (Grats.), *Spinulicosta* (Hall.), *Whidbornella productoides* (Murch.) [51]. На основании изложенного, принимается средне-позднедевонский (живетско-франский) 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. [29]. Породами свиты сложена полоса юго-восточного простирания, протягивающаяся от западной границы района до водораздела Деп–Нинни и имеющая площадь около 170 км<sup>2</sup>. Свита сложена песчаниками, часто известковистыми, с прослоями алевролитов, базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, туфами базальтов, известняками. Характерной чертой свиты является пестрая окраска алевролитов. Состав свиты в пределах района резко отличается от такового в месте ее выделения. Вполне вероятно, что данные образования не имеют ничего общего с типаринской свитой, сложенной исключительно терригенными отложениями.

Свита слагает два тектонических блока, один из которых находится в бассейне р. Гага. Второй протягивается в юго-восточном направлении из низовьев р. Кайла до водораздела Деп–Нинни. В пределах первого блока свита несогласно перекрыта осадками багоносской свиты среднеюрского возраста. Севернее второго блока развиты преимущественно диориты зейско-депского комплекса, с юга – осадки ольдойской свиты. Породы блока прорваны и ороговикованы гранитоидами гимигинского комплекса раннепермского возраста.

Наиболее полный разрез свиты составлен по береговым обнажениям и элювиально-делювиальным развалам р. Деп, ниже устья р. Долбырь [48]:

1. Алевролиты .....	5
2. Вулканыты метаморфизованные .....	25
3. Алевролиты .....	5
4. Песчаники и базальты метаморфизованные, переслаивающиеся через 3,5–6 м .....	20
5. Вулканыты метаморфизованные .....	25
6. Алевролиты .....	5
7. Вулканыты метаморфизованные .....	5

8. Алевролиты .....	5
9. Песчаники .....	5
10. Алевролиты .....	10
11. Песчаники .....	5
12. Вулканыты метаморфизованные .....	5
13. Песчаники .....	5
14. Вулканыты метаморфизованные .....	10
15. Песчаники .....	15
16. Алевролиты .....	5
17. Песчаники .....	10
18. Вулканыты метаморфизованные .....	25
19. Песчаники .....	5
20. Вулканыты метаморфизованные .....	5
21. Песчаники .....	35
22. Вулканыты метаморфизованные с линзами известняков мраморизованных .....	105
23. Песчаники с прослоями (до 0,5 м) базальтов метаморфизованных .....	5
24. Вулканыты метаморфизованные .....	20
25. Песчаники .....	15
26. Вулканыты метаморфизованные .....	10
27. Алевролиты .....	5
28. Вулканыты метаморфизованные .....	10
29. Песчаники .....	5
30. Алевролиты .....	5
31. Вулканыты метаморфизованные .....	10
32. Песчаники .....	15
33. Вулканыты метаморфизованные .....	10
34. Песчаники .....	10
35. Алевролиты .....	5
36. Вулканыты метаморфизованные .....	5

Общая мощность разреза 470 м.

Состав свиты по простираению достаточно выдержан, исключение составляют метаморфизованные вулканыты пестрого состава, наиболее широко развитые в бассейне р. Гага, на правобережье р. Деп и водоразделе Деп–Лев. Таксан [46, 48]. В бассейне р. Гага наиболее мощные пачки вулканытов приурочены к основанию свиты. Для нижней части разреза характерна приуроченность алевролитов со сланцеватой текстурой.

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 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 кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, количество кварца в первых достигает 75–90 %, во вторых – 40–70 %. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (20–40 %) и микроклином (5–7 %). Встречаются чешуйки биотита и мусковита, зерна апатита, циркона, сфена и рудного минерала, единичные обломки кварцитов, 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 [48].

Алевролиты – неравномерно рассланцованные, массивные зеленые или серые породы с пепельными или голубоватыми оттенками. В бассейне р. Гага встречены алевролиты с сургучно-красной окраской. Алевролитовые частицы представлены кварцем, в меньшем количестве – плагиоклазом. Редко встречаются чешуйки серицита [46]. 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 [48].

Метаморфизованные вулканыты отличаются массивной текстурой и окраской разных тонов зеленого цвета. Характерна пятнистая текстура, обусловленная скоплениями диаметром до 0,1 см вторичных темноцветных минералов. Структура порфиновая с интерсертальной, апоинтерсертальной основной массой. Основная масса сложена беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены агрегатом мелкочешуйчатого хлорита, землистого эпидота, зернами кварца и кальцита. Порфировые вкрапления на 70–

80 % представлены плагиоклазом, меньшую роль играют роговая обманка и пироксен. Плагиоклаз в различной степени замещен эпидотом, серицитом, хлоритом, кварцем и кальцитом. Роговая обманка опацифицирована, иногда полностью хлоритизирована и замещена минералами эпидот-цоизитовой группы. Пироксен почти полностью замещен хлоритом.

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 [48].

Породы свиты являются практически не метаморфизованными. В участках наиболее интенсивного расланцевания алевролиты филлитизированы и превращены в сланцы. Вулканогенные составляющие разреза свиты зеленокаменно изменены.

Изучение химического состава метаморфизованных вулканитов позволило установить наличие среди них базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Они являются породами нормального ряда калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3,42-3,89$ ), умеренно- и высокоглиноземистыми ( $a^1 = 0,92-1,55$ ). Магнезиальность пород не имеет прямой связи с составом пород ( $\text{FeO}^*/\text{MgO}=1,30-1,53$ ). Тренды распределения РЗЭ указывают на относительную обогащенность пород LREE, значение  $(\text{La}/\text{Yb})_n=4,07-13,73$  закономерно увеличивается от базальтов к риолитам. В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0,28-0,06$ , 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  $\text{MnO} \cdot 10-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$  и  $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$  указывает на их островодужную природу. Фигуративные точки составов этих пород на диаграмме Дж. Пирса и М. Норри  $\text{Zr}/\text{Y}-\text{Zr}$  располагаются в поле базальтов внутриокеанических дуг. Индикаторные соотношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  ( $0,03-0,09$ ) и  $\text{Sm}/\text{Nd}$  ( $0,18-0,23$ ) свидетельствуют о коровой природе вулканитов типаринской свиты. Положение фигуративных точек составов первично осадочных пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия свидетельствуют об их формировании в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами, а на диаграмме Дж. Мейнарда  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  – на накопление осадков в задуговых бассейнах, связанных с океаническими вулканическими дугами. Распределение РЗЭ в этой группе пород свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований с присутствием более основных их разновидностей  $(\text{La}/\text{Yb})_n=9,97$ , претерпевших частичное плавление в пределах земной коры  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,11$ . Накопление 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 образование осадков 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 в бассейне р. Гага. Среди остатков Г. Р. Шишкиной 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) [46]. Приведенный комплекс остатков свидетельствует о раннекаменноугольном (турне-визейском) возрасте вмещающих их отложений. На основании этого принят аналогичный возраст типаринской свиты, что соответствует легенде Тугурской серии листов.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские терригенные образования слагают разрезы Унья-Бомской подзоны Западно-Джагдинской зоны Амуру-Охотской складчатой системы, где представлены амканской и курнальской свитами среднеюрского возраста, и Депского наложенного прогиба, расположенного в пределах Мамынского блока Аргуно-Мамынского массива. В пределах прогиба выделены поздне триасовые калахтинская, малокалахтинская и наптаргинская свиты, а также среднеюрские багоноская и аякская.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Калахтинская свита ( $T_3kl$ ) выделена В. В. Шихановым при проведении геологиче-

ской съемки масштаба 1 : 200 000 в бассейне р. Деп, ниже устья р. Имакан в 1963 г. [34]. Отложения свиты занимают площадь около 120 км<sup>2</sup> в долине р. Деп, в районе впадения в нее левых притоков – рек Бол. Калахта и Имакан. В структурном отношении свита слагает юго-восточное крыло крупной синклинойной структуры. Свита сложена песчаниками, алевролитами, пачками их тонкого ритмичного переслаивания, аргиллитами.

Нижняя граница разреза свиты не установлена. Верхняя является довольно четкой и проводится по подошве первой в разрезе пачки крупно-, или грубозернистых песчаников полипетрокластических, относящихся к малокалахтинской свите [48]. С юга породы свиты перекрыты вулканогенными отложениями талданской свиты раннего мела, а с северо-востока – среднеюрскими терригенными отложениями аякской свиты. На значительной части распространения свита перекрыта озерно-аллювиальными миоценовыми образованиями сазанковской свиты.

Картировочными признаками свиты следует считать часто проявленную в алевролитах скорлуповатую отдельность и наличие в них конкреций марказита, особенно характерных для нижних частей разреза.

Схематический разрез свиты составлен по редким коренным выходам в уступах цокольной террасы р. Деп и по линии канав, пройденных на левобережье р. Деп, выше устья р. Бол. Калахта [48].

Нижняя часть разреза представлена пачкой переслаивающихся песчаников и алевролитов. Мощность прослоев алевролитов колеблется от 4 до 30 см, песчаники слагают слои мощностью от 10 см до 5 м. Для отдельных слоев алевролитов характерна скорлуповая отдельность и наличие конкреций марказита. Отмечаются участки переслаивающихся через десятки сантиметров песчаников и алевролитов с резкими границами слоев. В верхней части пачки количество песчаников достигает 80 %. Полная мощность нижней части разреза свиты составляет около 700 м [48].

Разрез свиты наращивается монотонной пачкой песчаников среднезернистых с редкими прослоями мелкозернистых разностей. Встречаются песчаники, содержащие до 5 % гравийных зерен кварца, полевых шпатов и мелких галек алевролитов. Мощность этой пачки составляет около 250 м [48].

Стратиграфически выше залегает пачка переслаивающихся песчаников и алевролитов, сменяющаяся затем песчаниками среднезернистыми с маломощными (до 2 м) прослоями песчаников мелкозернистых, алевролитов, гравелитов и лепешковидными включениями алевролитов. Мощность этой части разреза составляет около 530 м [48].

Верхняя часть разреза свиты изучена линиями канав на левобережье р. Деп, в приустьевой части р. Имакан и на левобережье р. Мал. Калахта [48]:

1. Песчаники среднезернистые, сверху – средне- и мелкозернистые.....	80
2. Алевролиты пятнистые со скорлуповатой отдельностью .....	10
3. Песчаники пятнистые среднезернистые .....	110
4. Алевролиты пятнистые со скорлуповатой отдельностью .....	5
5. Песчаники полосчатые с прослоями алевролитов .....	15
6. Песчаники пятнистые с прослоями алевролитов .....	10
7. Песчаники полосчатые с прослоями алевролитов .....	10

Общая мощность разреза 240 м.

Выше залегают песчаники грубозернистые полипетрокластические, относимые к малокалахтинской свите. Общая мощность калахтинской свиты составляет 1 720 м [48]. Изменений разреза свиты по простиранию не установлено.

Песчаники играют основную роль в составе свиты и представлены массивными или полосчатыми породами различных оттенков серого цвета. Преобладают среднезернистые разности, а мелко- и крупнозернистые встречаются в виде отдельных прослоев. По составу преобладают песчаники полевошпат-кварцевые, содержащие 60–80 % кварца и 10–15 % полевых шпатов, реже встречаются разности, в которых количество полевых шпатов возрастает до 30 %, а кварца уменьшается до 40–45 %. Кроме того, в слабо сортированном обломочном материале встречаются слюды, роговая обманка, циркон, апатит, рудный минерал и обломки алевролитов, эффузивов среднего состава с порфировой и кислого состава с микрофельзитовыми структурами. Цемент сцепления, поровый или базальный глинистый, слюдисто-глинистый, слюдисто-карбонатно-кремнистый, кремнисто-карбонатный с небольшой (5–7 %) примесью неполяризуемого материала и гидроокислов железа занимает 5–20 % породы. Породы имеют алевропсаммитовую, псаммитовую, псаммоалевропелитовую, рассланцованные разности – бластоалевропсаммитовую структуры [48].

Алевролиты – темно-серые, до черных породы с массивной или слабополосчатой текстурой,

обусловленной ориентированным расположением бурых глинистых включений разнообразной формы размером до 5 мм. Структура алевролитов алевропелитовая, участками – псаммоалевропелитовая. Алевролитовый материал занимает 25–30 % объема породы и представлен кварцем с отдельными зёрнами плагиоклаза, ортоклаза, циркона, сфена, апатита, серицита. При уменьшении в составе содержаний алевролитового материала алевролиты переходят в аргиллиты. Цемент в алевролитах глинистый, углисто-глинистый с незначительным (до 2–3 %) содержанием серицита или кремнистый, обуславливающий раковистый излом породы [48].

Полезных ископаемых в связи с отложениями свиты не выявлено.

Возраст свиты определяется наличием в породах обильных остатков двустворок, определенных Т. М. Окуневой и Е. П. Брудницкой: *Entolium* cf. *kolymensis* (Kipar.), *Tosapecten* ex gr. *subdivisus* Bittner, *T. suzukii* Kob., *T. subhiemalis* Kipar., *Halobia* sp. indet., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Modiolus* sp., *Rhynchonella* sp. indet., что позволяет принять возраст калахтинской свиты на уровне норийского яруса позднего триаса [48].

Малокалахтинская свита (Т<sub>3</sub>mk) выделена В. В. Шихановым при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в 1962 г. в бассейне р. Деп, ниже устья р. Бол. Калахта [34]. Породы свиты обнажаются на правобережьях нижних течений рек Мал. и Бол. Калахта на площади около 25 км<sup>2</sup>, где слагают юго-восточное крыло синклинойной структуры, образуя в плане полосу северо-восточного простирания шириной около 2 км. Свита сложена песчаниками, содержащими прослой гравелитов, конгломератов мелкогалечниковых и алевролитов [48].

Непосредственного контакта малокалахтинской свиты с подстилающими отложениями калахтинской свиты не наблюдалось. Однако, исходя из особенностей разреза и фаунистических остатков, предполагается согласное их залегание. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки песчаников крупнозернистых, переходящих иногда по простиранию в грубозернистые песчаники и гравелиты. С вышележащей наптаргинской свитой малокалахтинская связана постепенным переходом. За ее верхнюю границу принята кровля последней пачки грубозернистых песчаников [48].

Разрез нижней части свиты составлен по линии канав на левом борту р. Бол. Калахта [48]:

1. Песчаники крупнозернистые с прослоями алевролитов и песчаников мелкозернистых.....	5
2. Песчаники грубозернистые, переходящие в гравелиты.....	40
3. Песчаники мелкозернистые .....	10
4. Песчаники с пятнистой и тонкополосчатой текстурой.....	20
5. Конгломераты мелкогалечниковые с прослоем (2 м) гравелитов и обломками алевролитов.....	15
6. Песчаники крупнозернистые.....	5
7. Песчаники мелкозернистые с прослоем (1 м) гравелитов с редкими крупными гальками кварца.....	5
8. Песчаники полосчатые среднезернистые .....	20
9. Песчаники полосчатые мелкозернистые.....	5
10. Песчаники средне- и крупнозернистые.....	5

Общая мощность разреза 130 м.

Наращивание разреза установлено по горным выработкам в бассейне руч. Болотистый – левого притока р. Бол. Калахта [48]:

11. Песчаники грубозернистые .....	110
12. Гравелиты .....	30
13. Песчаники грубозернистые .....	80
14. Песчаники среднезернистые .....	80
15. Песчаники мелкозернистые .....	40
16. Песчаники среднезернистые .....	30
17. Песчаники мелкозернистые с пятнистой текстурой .....	55
18. Песчаники грубозернистые .....	95

Общая мощность разреза 520 м.

В верховьях р. Мал. Калахта по горным выработкам составлен разрез верхней части свиты [48]:

19. Песчаники мелкозернистые с пятнистой текстурой .....	100
20. Песчаники грубозернистые .....	130
21. Гравелиты .....	150
22. Песчаники грубозернистые .....	130

Общая мощность разреза 510 м. Общая мощность малокалахтинской свиты в районе оценивается в 1 160 м.

По простиранию состав свиты испытывает некоторые изменения. В северной части ее раз-

вития конгломераты встречаются довольно часто, слагая пачку грубого ритмичного чередования с песчаниками. Прослой алевролитов здесь практически отсутствуют, роль песчаников с пятнистой текстурой также чрезвычайно мала. Южнее, в истоках левых притоков р. Мал. Калахта конгломераты отсутствуют, но значительно увеличивается количество прослоев алевролитов и гравелитов [48].

Песчаники – зеленовато-, светло- и буровато-серые, серые массивные породы средне-грубозернистого сложения с толстоплитчатой и глыбовой отдельностями. Имеют неравномернозернистую псаммитовую или псефитопсаммитовую структуры. Цемент соприкосновения занимает до 3 % породы, реже встречается поровый цемент. Представляет собой агрегат кварца, серицита, хлорита и биотита, иногда обогащенный гидроокислами железа. Обломочный материал не отсортирован и представлен угловатыми или слабо окатанными алевритовыми и псефитовыми обломками кварца (30–35 %), калиевого полевого шпата (5–10 %), плагиоклаза (2–10 %) и незначительными количествами биотита, хлорита, мусковита, сфена, циркона, граната и магнетита. Обломки пород размером 1–3 мм хорошо окатаны (за исключением алевролитов) и представлены риолитами (30–50 %), кварцитами (около 10 %), сланцами и эффузивами среднего состава. Обломки алевролитов занимают 20–40 % объема обломочного материала [48].

Гравелиты аналогичны по составу обломочного материала описанным выше песчаникам и отличаются только большими размерами обломков [48].

Алевролиты – слоистые, неяснослоистые или массивные темно-серые или черные породы с алевропелитовой структурой и плитчатой отдельностью. При выветривании разрушаются в мелкую остроугольную щебенку. Алевритовый материал (около 60 % породы) представлен остроугольными зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, чешуйками биотита, мусковита и магнетита. Цемент глинистый, нередко железистый, что обуславливает коричневый цвет пород [48].

Конгломераты слагают в разрезе свиты быстро выклинивающиеся линзовидные прослой мощностью до 10 м и представлены серыми и зеленовато-серыми грубослоистыми породами, содержащими 10–60 % галек алевролитов, кварца, риолитов и песчаников мелкозернистых. Гальки хорошо окатаны, имеют округлую, уплощенную или эллипсоидную форму. Размер их составляет 0,5–3 см по длинной оси. Часто в конгломератах встречаются многочисленные угловатые и полуокатанные обломки алевролитов и песчаников мелкозернистых размером 0,5–5 см. Цемент представлен песчаниками разнозернистыми, содержащими обломки вулканитов пестрого состава [48].

Связанных с отложениями свиты полезных ископаемых в районе не установлено.

Возраст малокалахтинской свиты установлен по остаткам двустворок, собранным в разных частях ее разреза в песчаниках и представленным: *Oxytoma* ex gr. *munsteri* Bronn, *Halobia* cf. *superba* Mojs., *Modiolus* sp., *Otapiria* sp. nov., *Anodontophora* sp. indet., *Heminajas* (?) cf. *sibirica* Kirpar., *Tosapecten* cf. *hiemalis* Tell., *T.* sp. indet. [48]. Приведенный комплекс органических остатков дает основание принять возраст малокалахтинской свиты на уровне норийского яруса позднего триаса.

Наптаргинская свита (Т<sub>3</sub>np) выделена по результатам работ 1962 г. В. В. Шихановым на водоразделе Деп–Мал. Калахта [34] и названа по бассейну одноименного ручья, где пользуется широким развитием. Отложения свиты в виде полосы северо-восточного простирания протягиваются от южной рамки района на правобережье р. Деп, занимая площадь около 70 км<sup>2</sup>. В структурном плане породами свиты сложена верхняя часть юго-восточного крыла крупной синклиной структуры. Свита сложена песчаниками с отдельными пачками алевролитов, линзами гравелитов и конгломератов.

Характерным картировочным признаком свиты является резкое преобладание в ее составе песчаников с пятнистой текстурой и хорошо выдержанный по простиранию состав [48].

На водоразделе Мал. Калахта–Васькин установлено согласное залегание песчаников с пятнистой текстурой на песчаниках грубозернистых и гравелитах малокалахтинской свиты [48]. На правобережье руч. Васькин отложения свиты несогласно перекрыты породами багоносской свиты среднеюрского возраста. На значительной части своего распространения свита перекрыта озерно-аллювиальными осадками раннеэоценовой сазансковской свиты и аллювиальными отложениями долины р. Деп.

Разрез свиты составлен по линиям горных выработок, пройденных на правобережье руч. Васькин и в истоках р. Мал. Калахта [48]:

1. Песчаники с пятнистой текстурой с прослоями (до 10 м) массивных разностей.....	110
2. Песчаники с пятнистой текстурой.....	150
3. Песчаники массивные с растительным детритом .....	45
4. Алевролиты .....	150

5. Песчаники пятнистые с растительным детритом и следами ползания червей.....	30
6. Песчаники с пятнистой текстурой.....	290
7. Песчаники массивные.....	20
8. Алевролиты.....	20
9. Песчаники массивные.....	40
10. Песчаники с пятнистой текстурой.....	210
11. Песчаники массивные.....	50
12. Песчаники с пятнистой текстурой.....	155
13. Песчаники массивные.....	30

Общая мощность разреза 1 300 м.

Для свиты характерна выдержанность состава по простиранию.

Песчаники с пятнистой текстурой представлены темно-серыми с желтоватым или бурым оттенком породами мелко- или среднезернистого сложения. Текстура обусловлена присутствием в песчаниках включений черного глинистого материала червеобразной, линзовидной, округлой или неправильной формы размером 0,5–4 см по удлинению. Характерна скорлуповатая и грубоплитчатая отдельность. Структура породы псаммитовая, псаммоалевритовая или алевропсаммитовая. Кластический материал плохо отсортирован и представлен кварцем (30–50 %), плагиоклазом (20–30 %), калиевым полевым шпатом (10–20 %), биотитом (3–15 %), мусковитом (3–5 %), апатитом (2–3 %) и единичными зернами циркона, эпидота и рудного минерала. Встречается до 10 % обломков микрокварцитов и до 7 % эффузивов. Обломки связаны базальным или поровым кварц-серицит-глинистым, серицит-глинистым, глинистым цементом, занимающим 20–60 % породы [48].

Песчаники массивные средне- или мелкозернистые окрашены в серые или темно-серые цвета с желтоватым, реже зеленоватым оттенком. Чередование прослоев с различной окраской обуславливает редкие проявления полосчатой текстуры. Структура псаммитовая. Кластический материал не отсортирован, обломки минералов не окатаны, а пород, как правило, хорошо окатаны. Среди обломков установлены кварц (30–60 %), плагиоклаз (15–20 %), калиевый полевой шпат (5–15 %), мусковит (3–7 %), биотит (3–5 %), циркон (до 5 %), единичные зерна рутила и апатита, обломки эффузивов (7–20 %), кварцитов (5–10 %), туфопесчаников и сланцев. Базальный или поровый серицитовый или карбонат-серицит-глинистый цемент занимает 5–40 % породы [48].

Алевролиты – серые, темно-серые с зеленоватым оттенком массивные или пятнистые породы. Структура алевропелитовая или псаммоалевропелитовая. Кварц-серицит-глинистый цемент занимает 70–80 % объема породы. Среди псаммитовых обломков наблюдаются кварц и плагиоклаз (20–30 %), микроклин, биотит, мусковит и циркон [48].

Гравелиты – серые, желтовато-серые или темно-серые с бурым оттенком породы с массивной, реже слоистой текстурой. Структура их псефитовая или псаммитовая неравномернозернистая. Цемент занимает 10–80 % породы и представлен песчаниками полимиктовыми мелкозернистыми. Псефитовый и псаммитовый материал представлен угловатыми, полу- и хорошо окатанными обломками кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, рудного минерала, алевролитов, кварцитов, песчаников полимиктовых, сланцев, гранитов пегматоидных, вулканитов кислого состава и туфов [48].

Конгломераты представлены мелко- и крупногалечниковыми разностями с псефитовой конгломератовой структурой. Цемент составляет до 50 % породы и представлен песчаниками мелко- или среднезернистыми с псаммитовой структурой. В псефитовом материале отмечаются хорошо окатанные гальки диаметром 0,4–7 см и неокатанные угловатые обломки размером до 1,5 см в поперечнике, состав которых аналогичен таковому гравелитов [48].

Химический состав пород свиты свидетельствует о формировании их в бассейнах сопряженных с континентальными островными дугами, что установлено при использовании диаграмм М. Р. Бхатия. На накопление 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 в этой группе пород свидетельствует об их образовании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований с существенной примесью пород основного состава  $(La/Yb)_n=8,37$  и  $(Gd/Yb)_n=1,97$ , 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 комплексом собранных в ее отложениях органических остат-

ков, среди которых Е. П. Брудницкой были определены: *Monotis ochotica* Keys., *M. ochotica* var. *eurachis* Tell., *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. jacutica* Tell., *M. subcircularis* Kipar., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *T. suzukii* Kob., *T. suzukii* var. *fujimotoi* Kob., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *O. zitteli* (Tell.) [48]. Приведенный комплекс органических остатков дает основание принять возраст наптаргинской свиты на уровне норийского яруса позднего триаса.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения юрского возраста развиты в пределах двух структурно-формационных подразделений: Унья-Бомской подзоне Западно-Джагдинской зоны и Депском наложенном прогибе Октябрьского блока. В пределах Унья-Бомской подзоны развиты отложения курнальской и амканской свит, в пределах Депского прогиба – отложения багоносской и аякской свит, наращающих верхнетриасовую часть разреза структуры.

Багоноская свита ( $J_2bg$ ) выделена на правобережье руч. Багоно (лист N-52-XXVI) Р. Т. Хоменко и Я. Н. Жиличем в 1990 г. [29]. Породы свиты распространены в виде субмеридиональной полосы, протягивающейся от южной рамки листа в бассейн р. Гага и в виде полосы северо-восточного простирания, протягивающейся от руч. Ахил-Кан до восточной границы района. Площадь распространения пород свиты составляет около 90 км<sup>2</sup>. Представлены отложения свиты песчаниками, конгломератами, алевролитами углистыми, сланцами глинистыми, аржиллитами, гравелитами.

На левобережье р. Деп свита трансгрессивно с небольшим угловым несогласием залегает на отложениях наптаргинской свиты позднего триаса и согласно перекрывается породами аякской свиты. В бассейне р. Гага свита несогласно залегает на палеозойских отложениях Гагско-Сагаянской СФЗ. На правобережье руч. Ахил-Кан на породах свиты несогласно залегают вулканогенные образования талданской свиты раннемелового возраста. В ряде мест она перекрыта рыхлыми отложениями раннеэоценовой сазанковской свиты.

Разрез свиты начинается со слоя базальных конгломератов мощностью 20–75 м, встречаемых в бассейнах ручьев Васькин, Ахил-Кан и Джигдали [43, 48]. В истоках руч. Васькин базальный горизонт сложен дресвяниками, состоящими из совершенно неокатанных обломков подстилающих пород [48].

Нижняя часть разреза свиты изучена по линии горных выработок на правобережье руч. Васькин [48]:

1. Конгломераты мелкогалечниковые .....	20
2. Песчаники мелкозернистые .....	20
3. Песчаники среднезернистые с отдельными гравийными зёрнами .....	30
4. Песчаники мелкозернистые .....	30
5. Алевролиты .....	20
6. Песчаники мелко-среднезернистые с растительным детритом .....	45
7. Песчаники среднезернистые .....	35
8. Песчаники мелкозернистые .....	65
9. Песчаники узорчатые с прослоями (до 1 см) песчаников мелкозернистых массивных .....	50
10. Песчаники мелкозернистые .....	50
11. Песчаники среднезернистые с прослоями (до 2 см) песчаников мелкозернистых .....	30
12. Песчаники среднезернистые .....	20
13. Песчаники мелкозернистые узорчатые .....	20

Общая мощность разреза 435 м.

Выше залегает пачка мощностью около 400 м, сложенная переслаивающимися песчаниками и алевролитами, иногда полосчатыми. Полная мощность свиты составляет 835 м. За ее верхнюю границу принята подошва горизонта конгломератов, относящихся к аякской свите [48].

Преобладающими породами в составе свиты являются преимущественно массивные зеленовато-серые, иногда серые песчаники среднезернистого, реже крупно-мелкозернистого сложения. Своеобразны узорчатые песчаники с пятнистой текстурой, обусловленной неравномерной окраской разных участков породы. По составу выделяются полимиктовые, полевошпат-кварцевые, аркозовые и пиробикластические песчаники.

Песчаники полимиктовые имеют алевропсаммитовую, псаммитовую или псефитопсаммитовую структуру и практически не содержат цемента. Обломочный материал плохо отсортирован и состоит из кварца (15–50 %), полевых шпатов (15–40 %), кислых эффузивов (5–15 %), кварцитов (5–7 %), алевролитов (1–5 %), эффузивов среднего состава (1–3 %), кремнистых пород,



слюдисто-кварцевых и слюдястых сланцев, гранитов, листочков биотита, мусковита и хлорита, единичных зерен циркона, сфена, апатита, рудного минерала и эпидота. Отмечается повышение количества обломков кислых эффузивов в узорчатых разностях песчаников. Цемент соприкосновения, реже – поровый, по составу – глинистый, слюдясто-глинистый, железистый, иногда содержит углистое вещество [48].

Песчаники полевошпат-кварцевые отличаются несколько большим (50–60 %) содержанием кварца и значительно меньшим – эффузивных пород. В кластическом материале присутствуют полевые шпаты (30–40 %), кремнистые породы (7–10 %), серицит-глинистые сланцы, чешуйки биотита (1–2 %) и мусковита, единичные зерна сфена и циркона. Цемент поровый или соприкосновения слюдястый с небольшим количеством глинистого материала, в отдельных участках – железистый. Занимает около 7 % объема породы.

Песчаники аркозовые – светло-желтые средне- или мелкозернистые породы, состоящие из кварца и полевых шпатов (по 40–50 %) с отдельными зернами пироксена, циркона, листочками биотита и мусковита, обломками эффузивов кислого состава. Кластический материал слабо окатан, цемент практически отсутствует.

Песчаники пиробикластические состоят из кварца (до 40 %), полевых шпатов (25–30 %), обломков кислых эффузивов (до 30 %), сланцев, чешуек биотита и мусковита, единичных зерен рудного минерала и циркона. Цемент соприкосновения или поровый, кремнистый, глинисто-слюдястый, участками – железистый, занимает 3–5 % объема породы [48].

Алевролиты не отличаются от аналогичных пород триасового возраста [48].

Конгломераты мелко- и среднегалечниковые, связанные постепенными переходами с гравелитами. Кластический материал представлен в различной степени окатанными обломками и гальками алевролитов, песчаников полимиктовых, эффузивов и туфов кислого и среднего составов, гранитами пегматоидными, кварцитами, сланцами слюдясто-кварцевыми, обломками кварца, микроклина и плагиоклаза. Цементом служат песчаники полимиктовые среднезернистые, занимающие до 50 % объема породы [48].

Полезных ископаемых, связанных с отложениями свиты, не выявлено.

В песчаниках полимиктовых зеленовато-серых обнаружены определенные Е. П. Брудницкой остатки *Modiola czekanowskii* Lah., что дает основание для отнесения багоносской свиты к байосскому ярусу средней юры [48].

Аякская свита (*J<sub>2</sub>ak*) выделена на левобережье р. Деп (лист N-52-XXVI) в 1952 г. Л. М. Саяпиной [29]. Отложения свиты выходят на поверхность на левобережье р. Нинни, протягиваясь с водораздела Имакан–Жимгулак до восточной границы района, в долине р. Деп вблизи устья р. Нинни, в верхнем течении руч. Двойной – левого притока р. Деп и на водоразделе Гага–Предгорный. Площадь распространения пород свиты составляет около 100 км<sup>2</sup>. Свита сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами.

Отложения свиты согласно залегают на отложениях багоносской свиты. За пределами района аякская свита согласно перекрывается породами депской свиты средне-позднеюрского возраста. В пределах района свита несогласно перекрыта вулканогенно-осадочными образованиями талданской свиты раннего мела и озерно-аллювиальными отложениями раннеэоценовой санзанковской свиты.

Разрез нижней части свиты составлен по коренным выходам на левобережье р. Деп, в 2 км выше устья р. Имакан [48]:

1. Конгломераты валунно-галечниковые .....	20
2. Песчаники с прослоем (2 м) конгломератов мелкогалечниковых .....	30
3. Песчаники аркозовые и полимиктовые средне- и крупнозернистые, переслаивающиеся .....	100
4. Алевролиты .....	5
5. Песчаники полимиктовые и алевролиты с растительным детритом, переслаивающиеся .....	60
6. Песчаники полимиктовые крупнозернистые, переходящие в гравелиты с прослоями алевролитов .....	10
7. Алевролиты с тонкими прослоями песчаников .....	5
8. Песчаники полимиктовые средне-грубозернистые .....	5
9. Алевролиты с тонкими прослоями песчаников .....	5
10. Песчаники полимиктовые среднезернистые .....	200
11. Песчаники полимиктовые крупнозернистые .....	5
12. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые и алевролиты, переслаивающиеся .....	5
13. Песчаники аркозовые средне-крупнозернистые .....	5
14. Песчаники полимиктовые среднезернистые .....	5

Наращивание разреза изучено по линии канав на левобережье р. Деп, у западной рамки района [48]:

15. Алевролиты с пятнистой текстурой .....	60
16. Песчаники полимиктовые мелкозернистые .....	230
17. Алевролиты .....	170
18. Песчаники полимиктовые среднезернистые .....	100
19. Алевролиты массивные слоистые и с пятнистой текстурой .....	340

Дальнейшее наращивание разреза установлено по линии канав восточнее [48]:

20. Песчаники мелко-среднезернистые .....	130
21. Алевролиты .....	20
22. Песчаники полимиктовые мелкозернистые .....	40
23. Песчаники полимиктовые грубозернистые .....	150
24. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые .....	150
25. Алевролиты .....	30
26. Песчаники полимиктовые мелкозернистые .....	20
27. Алевролиты .....	30
28. Песчаники полимиктовые среднезернистые .....	130
29. Песчаники с пятнистой текстурой .....	50
30. Песчаники аркозовые .....	100
31. Песчаники полимиктовые и алевролиты переслаивающиеся через 30–35 м .....	180
32. Песчаники полимиктовые среднезернистые .....	130
33. Песчаники и алевролиты переслаивающиеся .....	80

Общая мощность свиты 2 600 м.

Для свиты характерен хорошо выдержанный по простираению состав и строение разреза.

Песчаники полимиктовые – серые, иногда с зеленоватым оттенком, породы с псаммитовой или алевропсаммитовой структурой, при выветривании светлеют или приобретают бурые оттенки. Сложение их от мелко- до крупнозернистого; массивные, пятнистые, реже – слоистые. Пятнистая текстура обусловлена наличием тонких прослоев, линзочек и разной формы обособлений алевритового материала. Обломочный материал не отсортирован и представлен угловатыми зернами кварца (30–35 %), калиевого полевого шпата (до 25 %), плагиоклаза (до 10 %) и обломков вулканитов кислого и среднего состава, кварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев (до 25 % в сумме). В малых количествах содержатся биотит, мусковит, хлорит, циркон, сфен, эпидот и магнетит. Цемент соприкосновения, участками – поровый, занимает 5–10 % объема породы, по составу – кварцево-слюдистый или слюдисто-железистый.

Песчаники аркозовые – желтые, светло-серые или желтовато-серые мелко- или среднезернистые породы с массивной, реже слоистой текстурой и псаммитовой структурой. Имеют грубоплитчатую или глыбовую отдельность. Обломочный материал не отсортирован и не окатан, состоит из кварца, ортоклаза, микроклина, биотита, мусковита, сфена и циркона. Цемент соприкосновения, реже – поровый, по составу – кварцевый, глинисто-серицитовый или кварцево-железистый.

Алевролиты – темно-серые, почти черные, реже зеленовато-серые слоистые или с пятнистой текстурой породы с алевритовой или алевропелитовой структурой и слюдисто-глинистым цементом. Отдельность пород мелкощебенчатая, тонкоплитчатая, иногда скорлуповатая. Алевритовый материал представлен остроугольными зернами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В небольших количествах присутствуют биотит и мусковит.

Конгломераты – мелко-крупногалечниковые и валунные с размером галек 2–10 см и валунов – до 30 см. Гальки и валуны округлой или эллипсоидальной формы, хорошо окатаны и представлены гранитоидами, вулканитами кислого состава, кварцем, редко – песчаниками, алевролитами и кварцитами. Они занимают около 10–50 % породы. Цемент базальный или поровый, представлен песчаниками аркозовыми [48].

Минерагеническая роль аякской свиты в пределах района не установлена.

Возраст свиты определяется находками в низах и верхах разреза свиты растительных остатков, определенных М. М. Кошман, как *Cladophlebis cf. whitbiensis* Brongn., *Czekanowskia rigida* Neer, *Coniopteris cf. hymenophylloides* Brongn., *Raphaelia stricta* Vachr. [48]. Перечисленный растительный комплекс встречается в отложениях средней–верхней юры. Учитывая характер разреза пород и их структурное положение, возраст аякской свиты принимается на уровне батского–келловейского ярусов средней юры.

Схема стратиграфии Унья-Бомской подзоны в результате анализа материалов предшественников и проведенных полевых работ при ГДП-200 претерпела существенные изменения по сравнению с принятой в легенде Тугурской серии листов [34]. Принятое в легенде расположение курнальской и амканской свит изменено на обратное.

До начала проведения ГС-200 при проведении мелкомасштабных геологосъемочных и де-

тальных поисковых работ 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 [41].

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 карте отмечается, что согласное залегание свит именно в таком порядке установлено на площади листа N-52-XXIII. Однако в отчетах о ГС-200 указанного листа отмечается наличие вблизи контакта этих свит горизонта конгломератов с максимальной мощностью 70 м, который уже включен в разрез амканской свиты [36].

В вышедшей позднее монографии породы этих свит были отнесены к ранней юре на основании обнаружения в породах курнальской свиты на левобережье р. Нора остатков криноидей *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–плинсбаху, соответственно [2]. В решениях IV ДВ МРСС в 1990 г. курнальская свита характеризуется остатками *Seirocrinus cf. subangularis* Mill. и относится к плинсбаху, а амканская свита перемещается в байос. Указанные органические остатки не являются руководящими для раннеюрских отложений. Известны находки *Seirocrinus cf. subangularis* Mill. в среднеюрских отложениях ассирийской свиты Нимеленской подзоны АОСС [34]. 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 [34], что значительно удалено от места их первого описания. Стратотипы свит в легенде привязаны к месту сбора остатков раннеюрских криноидей в песчаниках, подобных развитым в курнальской свите. Не исключено, что данные песчаники отнесены к курнальской свите ошибочно.

При проведении ГДП-200 в алевролитах амканской свиты (пробы отбирались из более мощных их прослоев) выявлены фораминиферы ааленского возраста.

Приведенные сведения о различных точках зрения на возраст характеризуемых свит свидетельствует о его абсолютной неопределенности. Принимая это во внимание, следует заметить, что наиболее спорным, проблемным и важным в данном случае является вопрос о стратиграфическом положении и характере контакта между курнальской и амканской свитами. В отчетах о результатах геологосъемочных работ содержатся сведения о согласном [32, 36], тектоническом [27] и несогласном [39, 41] взаимоотношениях этих свит.

Описанный согласным контакт на всем своем протяжении трассируется горизонтом своеобразных пород, отнесенных А. А. Майбородой и В. В. Ольковым к конгломератам и включенным в разрезы разных свит. Более поздние тематические исследования [7] 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 подошвы шарьяжа.

В отчете о результатах АФГК-50 [27] указано, что свиты на большей части общей границы соприкасаются по зоне разлома. Однако авторами в береговых обнажениях р. Нора наблюдался и согласный контакт между свитами. В приконтактной зоне в свитах наблюдался 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 свидетельствовать о погружении амканской свиты под курнальскую.

Выводы о несогласном залегании песчаников курнальской свиты на турбидитах амканской, установленном по результатам ГС-50 в бассейне р. Унья [39], 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 правобережье р. Унья, вскрытый контакт представ-

лен маломощным (20–50 м) слоем гравелитов, залегающих на флише и сменяющимися выше по разрезу песчаниками.

Подобные взаимоотношения пород наблюдалось и при проведении ГГС-50 на площади листа N-52-XX, непосредственно примыкающей к характеризующейся территории. Здесь на отложениях пачки переслаивающихся песчаников и алевролитов залегают толща с преобладанием в составе песчаников [18].

Приведенные ниже при характеристике свит особенности химического состава алевролитов амканской и курнальской свит дает основание 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 флишеидной формации, а курнальская свита представляет собой образования нижней молассы. Рассматривая особенности развития крупных тектонических структур, как с классической геосинклинальной точки зрения, так и применяя литогеохимический 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 ГГС-50 [18], вместо амканской и курнальской свит выделены кругогонская толща и дессовская свита, впервые описанные В. В. Шихановым на площади листа N-52-XXI [29]. 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 первоначально 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 [32]. Отложения свиты слагают полосу субширотного простирания, протягивающуюся от западной границы района через верховья рек Мал. Десс, Десс и Сирик до верховьев верхних правых притоков р. Десп. Породами свиты также сложен блок, расположенный в среднем течении р. Хогде-Джугдагын. Площадь распространения пород свиты составляет около 320 км<sup>2</sup>. Свита сложена алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Характерной особенностью свиты является широкое развитие в ее составе пачек тонкого и ритмичного (флишеидного) переслаивания алевролитов и песчаников.

Нижняя граница свиты не установлена. Выше по разрезу свита постепенно сменяется песчаниками курнальской свиты. В бассейне р. Мал. Десс наблюдалось прорывание алевролитов свиты субвулканическими образованиями дессовского комплекса среднеюрского возраста и малыми телами гранодиоритов раннемелового бурундинского комплекса. На севере развитие пород свиты ограничивается крупным шарьяжем, по которому они предположительно надвинуты на диоритоиды обкинского комплекса ранне-среднеюрского возраста, участвующие в строении Усть-Гилукойского блока Западно-Становой складчато-блоковой системы.

В структурном плане породами свиты на водоразделе Десп–Сирик сложена присводовая часть запрокинутой к югу антиклинальной складки. Западнее свита участвует в строении северного крыла указанной складки. В породах свиты достаточно широко проявлены складки второго порядка, простирание которых совпадает с таковым основной структуры.

Наиболее полный разрез свиты составлен по береговым обнажениям р. Десс, ниже устья р. Амнун [46]:

1. Алевролиты и песчаники ритмично переслаивающиеся.....	110
2. Песчаники тонкозернистые.....	70
3. Алевролиты и песчаники ритмично переслаивающиеся.....	65
4. Песчаники с крупными (5–8 мм) остроугольными обломками алевролитов.....	55
5. Алевролиты и песчаники ритмично переслаивающиеся.....	140
6. Песчаники.....	130
7. Алевролиты и песчаники ритмично переслаивающиеся.....	430

Общая мощность разреза 1 000 м.

Основную роль в строении свиты играют мощные (до 430 м) пачки переслаивающихся алевролитов и песчаников, чередующиеся с маломощными (10–130 м) невыдержанными по простиранию пачками песчаников. Резко подчиненную роль в разрезе свиты играют аргиллиты. В пачках переслаивания алевролитов и песчаников мощность ритмов не превышает 10 см с преобладанием мощности 2–5 см. В строении ритмов преобладают алевролиты, мощность их прослоев составляет 50–70 % мощности ритмов.

По простиранию отмечаются определенные изменения характера разреза свиты. Так, в бас-

сейне р. Никанда – правого притока р. Мал. Десс свита представлена сменяющимися слоями песчаников и алевролитов мощностью 30–80 м, а пачки ритмичного переслаивания этих пород разрознены по разрезу и имеют мощность 100–120 м. На водоразделе же Десс–Агавут из-за невыдержанности по простиранию слоев песчаников свита практически нацело сложена переслаивающимися алевролитами и песчаниками.

Алевролиты – серые, темно-серые, черные тонкослоистые массивные, редко полосчатые породы с тусклым блеском и раковистым изломом. Структура алевролитовая, алевропелитовая, редко – пелитовая и псаммоалевропелитовая. Состоят из мелких (0,03–0,04 мм) угловатых зерен кварца (90 %), серицитизированного плагиоклаза, обломков измененных эффузивов, мусковита, эпидота, сфена и граната. Кластический материал заключен в пелитовый, местами карбонатизированный цемент кварц-железистого состава. В зонах влияния разломов алевролиты приобретают бластоалевролитовую с элементами микролепидогранобластовой структуру и четко проявленную сланцеватую текстуру, обусловленную чередованием тонких (0,5–1,0 мм) прослоев микрокристаллического кварца и глинисто-углистой массы [25].

Песчаники – полимиктовые массивные или тонкополосчатые средне-мелкозернистые породы желтовато-, зеленовато-, темно-серого и серого цвета с неравномернозернистой псаммитовой или псефито-псаммитовой структурой. Кластический материал не отсортирован и представлен угловатыми обломками волнисто-угасающего кварца (30–40 %), неравномерно серицитизированного плагиоклаза (30–40 %) и пелитизированного калиевого полевого шпата (преимущественно микроклина) с включениями шахматного альбита и многочисленных пертитовых вростков (до 15 %). В виде отдельных зерен встречаются обломки пироксена, амфибола, ортита, сфена, циркона, эпидота, апатита, рутила, турмалина и рудного минерала, изогнутые чешуйки мусковита, биотита и хлорита. В породе содержатся обломки слюдястых сланцев, мелкозернистых метапесчаников, измененных эффузивов, кварцитов, микропегматитов и гранитов, иногда черных филлитовидных сланцев и скопления пачкающего руки углистого вещества. Размер обломков колеблется от 0,3–0,5 до 1,6–2,0 мм. Цемент соприкосновения или поровой тонкозернистый кварц-серицитовый, иногда хлоритсодержащий бурого цвета.

Аргиллиты отличаются от алевролитов крупностью зерен и диагностируются только под микроскопом. Обладают алевропелитовой, бластопелитовой или бластоалевропелитовой структурой при массивных или полосчатых текстурах. В пелитовом материале различаются кварц (до 50 %) и серицит. Алевролитовые обломки занимают 10–20 % и представлены зернами кварца, карбоната, изредка плагиоклаза, листочками серицита. В зоне влияния шарьяжа аргиллиты рассланцованы и окварцованы, насыщены многочисленными прожилками и линзочками кварца мощностью до 0,5 мм.

В пределах развития пород амканской свиты развиты 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 6 см. В обломках преобладают алевролиты, реже встречаются песчаники, кварциты, гранитоиды, эффузивы, кварц, полевой шпат. Заполнителем служит интенсивно замещенный кварцем, вплоть до мономинеральных кварцитов, песчаный материал, количество которого в мелкообломочных разностях составляет 30–50 %, в среднеобломочных – 10–80 %. В заполнителе достаточно часто отмечается вкрапленность пирита, количество которого иногда достигает 2–3 %. Брекчии слабо золотоносны. Наиболее часто брекчии отмечаются вблизи ограничивающего распространение пород свиты шарьяжа. Также брекчии установлены вблизи малых тел гранодиоритов буриндинского комплекса.

Положение точек составов пород свиты на диаграммах М. Р. Бхатия позволяет предполагать накопление осадков в бассейнах, сопряженных с континентальными островными дугами. На формирование осадков в бассейнах, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами указывает положение точек составов пород на диаграмме Дж. Мейнарда  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Это подтверждается положением пород свиты и на диаграмме Б. Роузера и Р. Корша  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O--SiO}_2$  в поле бассейнов, связанных с активными континентальными окраинами. Накопления осадков свиты вблизи вулканических дуг может подтверждать наличие в песчаниках обломков эффузивных пород. Распределение РЗЭ в этой группе пород свидетельствует об их формировании за счет сноса преимущественно кислых магматических образований со значительной примесью пород основного состава  $(\text{La}/\text{Yb})_n=6,36\text{--}13,78$  и  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n=1,82\text{--}2,53$ , претерпевших частичное плавление в пределах земной коры  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,08\text{--}0,18$ . Образование осадков происходило на коре с близкой к средней проницаемостью для восходящих флюидных потоков  $\text{Eu}/\text{Sm}=0,18\text{--}0,25$ . Величина  $\text{Ce}/\text{Ce}^*=0,06\text{--}0,12$  позволяет предположить формирование осадков на незначительном удалении от зон спрединга.

В породах свиты при проведении ГДП-200 выявлены контрастные вторичные ореолы рас-

сеяния золота.

Возраст отложений свиты установлен по окаменелостям, собранным в алевролитах на водоразделе Артемей–Мал. Десс. Е. П. Брудницкой среди них были определены: *Nucula* sp., *Pentacrinus* cf. *subangularis* Mill., *Inoceramus* sp. indet., *Phylloceras heterophyllum* Sow. Последняя форма характерна для тоар-ааленских отложений Западной Европы, на основании чего, по заключению Е. П. Брудницкой, возраст амканской свиты можно принять тоар-ааленским [46]. При ГДП-200 в алевролитах свиты из бассейна р. Мал. Десс были выявлены фораминиферы *Kutsevella operta* Sok., *K.* aff. *operta* A. Sok., *Reofax* sp., *Trochammina* aff. *squamataformis* Kapt., *T. praesquamata* Mjatl. (1), *T.* aff. *kisselmani* Sap. et A. Sok., *Recurvoides apertus* Sok., *Verneuilinoides pseudosyndascoensis* (A. Sok), *V.* aff. *pseudosyndascoensis* A. Sok., *Ammobaculites* sp., на основании чего, по заключению М. А. Алексева (ВСЕГЕИ), возраст вмещающих остатки пород отвечает ааленскому ярусу среднего отдела юрской системы. На основании изложенного возраст амканской свиты принят на уровне ааленского яруса средней юры.

Курнальская свита ( $J_2kr$ ) выделена на северных склонах хр. Джагды В. Ф. Зубковым в 1955 г. [32]. Отложения свиты слагают прерывистую полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении от западной границы района до верховьев р. Мал. Декэ-Джугдагын. Площадь развития пород свиты составляет около 80 км<sup>2</sup>. В структурном отношении породами свиты сложено южное крыло запрокинутой к югу антиклинальной складки. Свита сложена песчаниками, алевролитами, пачками их тонкого ритмичного переслаивания.

Породы свиты согласно залегают на ритмично переслаивающихся алевролитах и песчаниках амканской свиты. В истоках р. Мал. Десс установлено прорывание и ороговикование песчаников и алевролитов курнальской свиты базальтами дессовского комплекса, имеющего среднеюрский возраст.

Разрез свиты составлен по коренным выходам и элювиальным развалам в долине р. Агавут [46]:

1. Песчаники аркозовые с редкими линзочками алевролитов .....	300
2. Алевролиты .....	440
3. Песчаники полимиктовые .....	310
4. Алевролиты .....	110
5. Песчаники полимиктовые .....	130
6. Алевролиты .....	120
7. Песчаники полимиктовые мелкозернистые.....	180

Общая мощность разреза 1 590 м.

В разрезе свиты отчетливо выделяются нижняя пачка песчаников аркозовых и залегающие выше чередующиеся песчаники полимиктовые и алевролиты. Песчаники аркозовые наиболее четко выделяются в бассейне р. Агавут, где мощность пачки составляет около 300 м. Западнее, в бассейне р. Алла мощность этой пачки уменьшается, и в ней появляются прослои алевролитов, а границы пачки становятся менее четкими. Особенностью верхней части разреза свиты является чередование мощных (до 200 м) пачек алевролитов и песчаников полимиктовых. Здесь же встречаются гравелиты, залегающие в виде линз небольшой мощности и невыдержанных по простиранию [46].

Песчаники аркозовые – серые и светло-серые мелко- или среднезернистые породы массивной, реже сланцеватой текстуры. Структура псаммитовая неравномернозернистая или бластопсаммитовая. Цемент перекристаллизованный базальный кварц-серицитовый, содержит значительные количества рудного минерала. Кластический материал представлен обломками зерен кварца (90 %) и плагиоклаза. Зерна имеют угловатую или слабоокатанную форму с неровными ограничениями. В плагиоклазе отчетливо выражены полисинтетические двойники.

Песчаники полимиктовые и алевролиты аналогичны таковым амканской свиты. При равномерном распределении углистого вещества по всей массе породы алевролиты приобретают сланцеватую текстуру и иногда переходят в сланцы [16].

Гравелиты – серые или темно-серые неравномернозернистые породы с псаммитовой структурой, размеры обломков в которых не превышают 5 мм. Обломки кварца, плагиоклаза, микроклина, сфена, рудного минерала, песчаников, кварцитов, андезитов, алевролитов и гранитов сцементированы кварцево-слюдистым цементом [46].

Минерагеническая роль свиты не установлена.

Возраст свиты принимается среднеюрским на основании согласного ее залегания на фаунистически охарактеризованных отложениях амканской свиты.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Талданская свита ( $K_1tl$ ) выделена в районе железнодорожной станции Талдан (лист N-51-XXIII) З. Д. Москаленко в 1964 г. [29]. Отложения свиты развиты в южной части района, где слагают ряд участков, образующих цепочку северо-восточного простирания, протягивающуюся из долины р. Мал. Калахта до правобережья р. Нинни. Площадь развития пород свиты составляет около 75 км<sup>2</sup>. В состав свиты входят андезиты, дациты, туфы тех же составов, трахиандезиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты.

Туфоконгломераты залегают на выветрелой поверхности гранитов зейско-депского комплекса раннекембрийского возраста, гимигинского комплекса ранней перми и осадочных отложений аякской свиты средней юры. На отдельных участках породы свиты перекрыты рыхлыми отложениями сазанковской свиты раннего неогена. В низовьях р. Елна установлено ороговикование туфоконгломератов диоритами буриндинского комплекса раннемелового возраста.

Площадь распространения пород свиты сильно заболочена, что делает невозможным составление ее детального разреза. В основании свиты залегают туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов, мощность которых оценивается ориентировочно в 30 м. Стратиграфически выше расположены андезиты и дациты с прослоями туфов аналогичного состава, мощность пачки которых составляет не менее 70 м. Общая мощность талданской свиты в пределах изученной территории, с учетом ее субгоризонтального залегания, составляет не менее 100 м.

Состав свиты на площади ее распространения существенно изменяется. Вулканогенно-осадочные породы преобладают среди образований свиты в низовьях р. Елна и выше ее устья на левобережье р. Нинни. На остальных участках развития пород свиты в ее составе резко преобладают лавы и туфы.

Андезиты и трахиандезиты представляют собой зеленовато- и сиреневато-серые породы с массивной, иногда флюидалной текстурой. Структура порфировая с выделениями, занимающими до 30 % породы и представленными андезином (20–95 %), авгитом (5–30 %), роговой обманкой (2–20 %) и редко – биотитом. Основная масса пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая, иногда такситовая. Состоит из вулканического стекла или продуктов его разложения.

Дацинты – серые, коричневатые или сиреневато-серые породы с микропойкилитовой или гиалопилитовой, иногда флюидалной, структурой основной массы. Вкрапленники представлены олигоклазом или андезином, занимающими в сумме 10–15 % породы, иногда калиевым полевым шпатом, роговой обманкой (5–10 %), биотитом (5–8 %), редко – моноклинным пироксеном и кварцем. Кварц образует в основной массе микропорфировые вкрапленники с пойкилитовыми вростками плагиоклаза. В отдельных шлифах присутствует оплавленный кварц. Основная масса сложена многочисленными микролитами плагиоклаза, сцементированными кварцем или стеклом. Флюидалность обусловлена субпараллельным расположением микролитов плагиоклаза или наличием полос с различной структурой [13].

Туфы состоят из угловатых обломков андезитов, плагиоклаза и кварца размером до 2–3 см, сцементированных туфогенным материалом. В цементирующей массе, занимающей 20–30 % породы, иногда встречаются участки, сложенные вулканическим стеклом. Структура туфов литокристаллокластическая или литовитрокристаллокластическая [48].

Туфоконгломераты – зеленовато-серые или серые породы со значительным содержанием неравномерно окатанных галек округлой, эллипсоидальной или удлиненной формы. Размеры галек составляют 2–6 см по длинной оси. В гальках преобладают андезиты, реже встречаются гранитоиды, кварц и туфопесчаники. Цементирующая масса представлена туфовым материалом, сменяющимся на отдельных участках интенсивно выветрелыми андезитами. Количество связующей массы составляет 10–60 % объема породы.

Вулканогенные породы, в большинстве своем, интенсивно изменены, что выражается в деаортитизации и карбонатизации плагиоклазов, хлоритизации амфибола, ороговиковании, пиритизации, окварцевании, аргиллизации и карбонатизации пород. Часть этих изменений являются аутометаморфическими, а ороговикование, окварцевание и пиритизация связаны с внедрением интрузий буриндинского комплекса. Относительно слабо измененные породы отмечаются на правом борту р. Елна.

Изучение химического состава эффузивных пород свиты установило содержание в них SiO<sub>2</sub> – 58,26–66,44 %, их низкую щелочность и принадлежность к калиево-натриевой серии (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=1,16–2,12). В трахибазальтах отмечается повышение содержаний Na<sub>2</sub>O при сохра-

нении концентраций  $K_2O$  на уровне андезитов. Породы являются преимущественно высокоглиноземистыми ( $al^1=1,3-2,25$ ), значение ASI составляет 1,07–1,45, понижаясь в трахиандезитах до 0,97. Магнезиальность пород не имеет прямой связи с составом ( $FeO^*/MgO=1,15-1,45$ ). Тренды распределения РЗЭ указывают на относительную обогащенность пород LREE, значение  $(La/Yb)_n$  в андезитах составляет 7,14–9,08 и увеличивается в дацитах до 12,32. В породах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия  $(Eu/Eu^*)_n=0,29-0,12$ .

Реконструкция геодинамической обстановки формирования вулканитов с помощью диаграммы Дж. Пирса  $Rb-(Y+Nb)$  однозначно позволяет отнести их к образованиям вулканических дуг. Согласно диаграмме Г. Б. Ферштатера исходными расплавами для андезитов и дацитов могли являться производные толеитовой континентальной или орогенной андезитовой магм. Положение составов вулканитов на диаграмме  $Rb-Sr (Ce/Yb)_n-Ce_n$  указывает на образование этих пород путем плавления перидотита. Индикаторные соотношения  $Rb/Sr (0,03-0,25)$  и  $Sm/Nd (0,18-0,20)$  свидетельствуют о коровой природе вулканитов талданской свиты.

В нижнем течении р. Елна туфоконгломераты вмещают тела золотоносных адуляр-кварцевых и кварцевых метасоматитов проявления Елна.

Раннемеловой возраст талданской свиты определяется ее несогласным залеганием на осадках аякской свиты среднеюрского возраста и прорыванием ее диоритами бурундинского комплекса готтерив-баремского ( $117,8 \pm 2,6$  млн лет) возраста.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские отложения в районе представлены 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 севере района и является частью разреза Верхнезейской впадины. Кроме того, известны раннемиоценовые коры выветривания.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### МИОЦЕН

**Кора выветривания** ( $N_1?$ ) площадного типа установлена в юго-восточной части района на левобережье нижнего течения р. Нинни и пространственно приурочена к полям развития гранитов зейско-депского комплекса. Литологически кора выветривания представлена бурыми и серовато-бурыми супесями и суглинками с редкими мелкими угловатыми обломками зерен кварца и полевых шпатов, очень редко встречаются обломки гранитов, легко растираемые руками. Мощность коры на сопредельной с востока территории определена в 1,8 м [42], южнее района мощность коры выветривания увеличивается до 5 м [37].

Возраст коры выветривания может трактоваться в широких пределах, однако, с учетом предполагаемого налегания на интенсивно выветрелые граниты отложений сазанковской свиты, условно для нее принят раннемиоценовый возраст.

Темнинская свита ( $N_1^{tm}$ ) выделена И. И. Сей в 1960 г. в бассейне одноименной реки на сопредельной с севера территории. Отложения свиты распространены в северо-восточной части района, протягиваясь вдоль северной рамки листа от правого борта р. Деп до восточной границы территории. В этом направлении ширина выхода пород свиты увеличивается с 0,5 до 4,5 км. Площадь развития пород свиты составляет около 55 км<sup>2</sup>. Основная роль в строении свиты принадлежит пескам кварцевым и кварц-полевошпатовым каолинсодержащим с прослоями дресвяников кварцевых с редкими гальками кварца, глин каолинсодержащих.

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

В бассейне р. Киряк, в придорожном карьере наблюдалось залегание свиты на интенсивно выветрелых гранитах джалонского комплекса позднеюрского возраста. Базальный горизонт свиты представлен горизонтом галечников мощностью около 30–40 см. Гальки имеют размер до 5 см, хорошо окатаны и представлены вулканогенными породами пестрого состава и кварцем. Вулканиты подобного галькам состава в пределах района неизвестны. Галечники постепенно сменяются песками кварцевыми, в нижней части которых отмечаются линзы глин зеленовато-темно-серого цвета мощностью до 20 см. Мощность горизонта песков составляет не менее 3,5 м.

В бассейне р. Ижак в придорожных выемках вскрыты дресвяники кварцевые, развитые в



верхних горизонтах разреза свиты. Мощность дресвяников составляет не менее 10 м.

Мощность свиты по разнице гипсометрических отметок 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, направленным к местным базисам эрозии.

Пески мелко-крупнозернистые, содержат до 80–90 % кварца и включают в себя редкие кварцевые гальки и гравий от мелко- до крупнозернистых. Гранулометрическим анализом выделено пять фракций песков [47]. Фракция менее 0,25 мм на 86 % состоит из зерен прозрачного кварца 1 класса окатанности с налетами каолина на поверхности зерен. Молочно-белый полевой шпат имеет 2 класс окатанности и занимает 14 % фракции. Фракция 0,25–0,5 мм содержит 84 % кварца, при этом 80 % приходится на долю зерен прозрачной белой разновидности 1 класса окатанности и 4 % – на долю дымчатого кварца 2 класса окатанности. Поверхность зерен покрыта налетами каолина. Молочно-белый полевой шпат 2 класса окатанности занимает 16 % фракции. В этой и предыдущей фракциях присутствуют единичные зерна сфена, циркона, роговой обманки, эпидота, граната, ильменита, рутила, турмалина и апатита. Фракция 0,5–1,0 мм на 90 % сложена кварцем с налетами каолина двух разновидностей. Преобладает (78 %) слабоокатанный (1 класс) прозрачный белый кварц с примазками магнетита, 12 % занимает дымчатый кварц 2 класса окатанности. Белый полевой шпат 1 и 2 класса окатанности занимает 10 % фракции. Присутствуют единичные зерна эпидота и сфена. Фракция 1,0–2,0 мм содержит 85 % кварца, из которого 35 % приходится на долю прозрачного минерала 1 класса окатанности, неровности поверхности зерен которого заполнены каолином и магнетитом. Зерна дымчатого кварца также имеют неровную поверхность. 20 % зерен этой разновидности отвечают 2 классу окатанности, а 30 % – первому. Фракция более 2,0 мм сложена серым, дымчатым и ожелезненным кварцем с налетами каолина на 99 %. Окатанность обломков соответствует 1 и 2 классам. Полевой шпат 2 класса окатанности белого цвета содержит включения кварца. Тяжелая фракция песков сложена ильменитом (до 60 %), цирконом (до 30 %), рутилом и сфеном (10–20 %), другие минералы представлены единичными зернами [47].

Гальки имеют различную степень окатанности, размер их достигает 10 см в диаметре. Встречаются гальки кварца, полосчатых слюдистых кварцитов, в базальном горизонте преобладают гальки вулкаников пестрого состава.

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

Возраст свиты принимается на уровне верхнего миоцена на основании литологической идентичности с хорошо изученными отложениями сопредельной с севера территории Верхнезейской впадины [12].

Сазанковская свита (N<sub>3</sub>sz) выделена на правобережье р. Зея вблизи с. Мал. Сазанка (листы N-52-VII, IX) в 1960 г. Ю. Ф. Чемяковым [29]. Отложения свиты развиты в южной части территории на плоских водораздельных пространствах ручьев Дорожный, Макаровский, Темный, Веселый, левобережье р. Тунгала и развиты в долинах рек Деп и Нинни. Местность на этих участках заболочена, трудно проходима, покрыта очень чахлым лиственничным лесом. Свита сложена песками полевошпат-кварцевыми каолинсодержащими с прослоями гравийно-галечных отложений, гравелитов, глин и алевроитов.

Отложения свиты залегают субгоризонтально на размытой поверхности разнообразных более древних образований. Подошва свиты наблюдалась на правобережье р. Нинни, в бассейнах ручьев Имакан, Жимгуляк, Васькин и в других местах [47].

Отложения свиты на МАКС дешифрируются серым ровным фототонном с отдельными участками светло-серого пятнистого фототона, что объясняется наличием увлажненных маристых участков.

В составе свиты несколько условно всеми исследователями выделяются две части: нижняя – гравийно-галечниково-песчаная, содержащая линзы и невыдержанные прослои суглинков и глин и верхняя – сложенная суглинками и супесями. Заканчивается разрез свиты глинистыми отложениями с редкими гальками. Для нижней части разреза свиты характерно каолиновое выветривание и белесая окраска, в верхах появляются ожелезненные породы коричневатого цвета [48].

Наиболее полный разрез свиты составлен на правобережье р. Деп [48]:

1. Песок полевошпат-кварцевый .....	3
2. Глины каолинсодержащие с гальками и гравием кварца .....	4
3. Песок полевошпат-кварцевый, содержащий до 30 % галек кварца .....	1
4. Песок полевошпат-кварцевый с линзами глин каолинсодержащих .....	0,5

5. Песок полевошпат-кварцевый, содержащий до 30 % галек кварца.....	1
6. Глины каолинсодержащие с гальками и гравием кварца .....	1
7. Песок полевошпат-кварцевый, содержащий до 30 % галек пестрого состава с линзами глин каолинсодержащих.....	4,5
8. Глины каолинсодержащие с гальками и гравием кварца .....	1
9. Песок полевошпат-кварцевый, содержащий до 30 % галек пестрого состава, внизу – прослой (0,75 м) глин каолинсодержащих с гальками и гравием кварца .....	3
10. Песок полевошпат-кварцевый, содержащий до 70 % галек пестрого состава с линзами гравийно-галечных отложений.....	7
11. Гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем полевошпат-кварцевого состава .....	3
12. Песок полевошпат-кварцевый, содержащий до 70 % галек пестрого состава с линзами гравийно-галечных отложений и прослоями гравелитов .....	11

Общая мощность разреза 40 м.

В галечниках отсутствует закономерность в размещении галек, они одинаково насыщают весь разрез. Гальки и гравий имеют плоско-овальную форму, слабо (1–2, реже 3 класс) окатаны. Среди галек резко преобладает молочно-белый кварц, в низах разреза встречаются единичные гальки диоритов раннего палеозоя [47].

Пески разнозернистые, не отсортированные со слабо окатанными зернами. Часто содержат небольшие прослои и линзочки гравия и глинистого материала. По составу кварц-полевошпатовые 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 одиночных обломков встречаются сланцы слюдястые и диориты [49]. В тяжелой фракции песков присутствуют циркон, сфен, апатит, рутил, кианит, анатаз, андалузит, ильменит, эпидот, гранат, роговая обманка, турмалин, пироксены, ставролит, лейкоксен и единичные зерна золота. Все минералы, за исключением роговой обманки и кианита, хорошо окатаны (2 и 3 классы) [48].

Отложения свиты представляют собой типично речные и озерно-речные отложения. Об этом свидетельствует различная степень окатанности и плохая сортировка материала, наличие линз и прослоев глин, косая слоистость и непостоянство разреза по простиранию. Наличие угловатых обломков может свидетельствовать об участии в строении свиты пролювиальных отложений [47].

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

Возраст отложений обоснован изучением спорово-пыльцевых комплексов проб, отобранных из различных частей разреза. В пробе из валунно-гравийно-песчано-глинистых отложений нижней части разреза приустьевой части руч. Макаровский Л. В. Казачихиной определена *Tsuga* sp., на основании чего отложения отнесены к миоцену [47].

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения данного возраста имеют на изученной территории широкое распространение. Они представлены аллювиальными, озерными, элювиальными, коллювиальными, делювиальными и солифлюкционными образованиями. Меньшую роль играют пролювиальные, делювиальные и пролювиальные и техногенные образования.

### ПЛЕЙСТОЦЕН

### НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

### Среднее звено

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы ( $a^2Q_{II}?$ ;  $a^2II?$ \*) установлены в долинах рек Деп и Нинни. Бровка террас хорошо выражена, ее превышение над урезом достигает 20 м. Тыловой шов нарушен солифлюкционными процессами и практически не выражен. Протяженность фрагментов террас достигает 8 км при ширине до 0,5 км. Поверхности террас наклонены под углом 1–2° в сторону водотока. Отложения субгоризонтально залегают на выветрелых докайнозойских образованиях. Нижняя часть разреза террасы сложена галечниками с примесью валунов и песчано-глинистым заполнителем, верхняя – песками с примесью галек, гравия, линзами глин. Гальки и валуны пестрого состава хорошо окатаны (3–4 классы). Размер

\* Индекс подразделения на карте четвертичных образований.

галек – 3–10 см, валунов – до 30 см. Песчано-глинистый материал желтовато- и буровато-серый, серый часто с примесью слюдяных минералов (до 10 %), гравия (до 15 %). Мощность отложений, определенная по разности отметок бровки и подошвы террас, достигает 10 м.

Дешифрируются отложения второй надпойменной террасы по светло-серому пятнистому фототону со струйчатым рисунком.

Возраст террас этого уровня принят условно на основании их сопоставления с террасами подобного уровня, развитыми на сопредельной с юго-востока территории [10].

### Верхнее звено

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы ( $\alpha^1 Q_{III}$ ;  $\alpha^1 III$ ) пользуются широким распространением и наиболее ярко проявлены в долине р. Дел. Они слагают террасы высотой до 12 м, поверхности которых сильно заболочены и изобилуют многочисленными озерами. Почти все террасы аккумулятивные и сложены песками, галечниками, гравийниками, валунниками, супесями, глинами и илами. Гальки и валуны имеют различную окатанность, отвечающую 2–4 классам и очень пестрый литологический состав [49]. На реках Дел, Десс, Долбырь и Тунгала встречены цокольные террасы этого уровня. Поверхность террас слабоволнистая, часто наклоненная в сторону русла под углом 2–10°. В различной степени выраженные уступы сохранились почти на всех террасах. Тыловые швы, как правило, выделяются плохо из-за интенсивного проявления солифлюкционных процессов. Ширина террас изменяется от 10 м до 3,5 км. Террасы покрыты елово-пихтовым лесом с примесью плосколистной березы, лиственницы и покрова трав, образующих мощную дернину.

Отложения террасы залегают, в основном, на в различной степени выветрелых коренных породах. В долине р. Дел предполагается залегание отложений на частично размываемых образованиях второй надпойменной террасы.

Разрез отложений террасы р. Дел высотой 10 м составлен в районе устья руч. Неупокоевский [49]:

1. Переслаивание песка крупнозернистого светло-серого и крупного (до 10 см) галечника .....	1,0
2. Песчано-галечные отложения, состоящие на 60 % из галек .....	1,2
3. Песок среднезернистый светло-серый с прослоями глины бурой вязкой .....	0,8
4. Переслаивание галечника мелкого с песком крупнозернистым, прослой глины .....	0,6
5. Суглинок белый .....	0,2
6. Почвенно-растительный слой .....	0,2

Общая мощность разреза 3,8 м. Максимальная мощность отложений первых надпойменных террас достигает 15 м.

На МАКС отложения первой надпойменной террасы дешифрируются светло-серым пятнистым фототонном со струйчатым рисунком.

Возраст отложений приведенного разреза определен спорово-пыльцевым и диатомовым анализами. Спорово-пыльцевой комплекс, по заключению Л. Л. Казачихиной, характеризует березово-хвойный лес с заметным количеством пыльцы *Picea*, что отличает его от леса, произрастающего сейчас в данной местности. Это позволяет отнести спорово-пыльцевой комплекс к периоду похолодания позднего неоплейстоцена–голоцена [49]. Диатомовым анализом на глубине 0,6 м выявлены водоросли двух групп. Большая их часть относится к обитателям медленно текущих или заболачивающихся водоемов, в основном их латеральной части: *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz., *T. flocculosa* (Roth) Kutz. с разновидностями *Gomphonema acuminatum* Ehr., *G. intricatum* Kutz., *Cymbella turgida* (Greg.) Cl., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kutz. Вторая группа представлена диатомовыми водорослями, населяющими родники, ручьи и реки: *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kutz., *Meridion circulare* var. *constrictum* (Ralfs) V. N., *Pinnularia brevicostata* Cl., *Navicula kotschy* Grun., *N. amphibola* Cl. По заключению Г. М. Потехиной, отложение осадков происходило в прибрежной части мелкого, заболачивающегося пресноводного бассейна, имевшего периодический приток свежих вод из ручьев и дождевых потоков в условиях умеренно холодного климата. Возраст отложений определяется поздненеоплейстоцен-голоценовым, т. к. все выявленные формы водорослей имеют аналоги среди ныне существующих [49]. Учитывая приведенные данные о возрасте отложений и их положение относительно уреза воды современных водотоков, принят поздненеоплейстоценовый возраст отложений первой надпойменной террасы.

## ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

*Элювиальные отложения (eIII–Н)* слагают выположенные водораздельные пространства и представлены щебнями, дресвяниками, глыбниками, суглинками, супесями. Характерно присутствие глыб разного размера. Мощность отложений не превышает 2,5 м. Состав обломочного материала соответствует коренным породам. С увеличением крутизны склона элювий переходит в элювиально-делювиальные образования.

Границы элювиальных образований дешифрируются на аэрофотоснимках по достаточно резкой смене крутизны склонов на отдельных их участках.

*Делювиальные отложения (dIII–Н)* представлены дресвяниками супесчано-суглинистыми, щебнями суглинистыми, реже – глыбниками, на отложениях темнинской и сазанковской свит – песками, супесями, редко – глинами, галечниками. Делювиальные отложения накапливаются на пологих частях склонов. Мощность их достигает 3 м. Верхние границы делювия дешифрируются по увеличению крутизны склонов.

*Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII–Н)* представлены суглинками, глинами, дресвяниками, щебнями и глыбниками, в Верхнезейской впадине – песками, галечниками, суглинками. Распространены на предвершинных участках гор, пологих водоразделах, где углы склонов не превышают 2–5°. Мощность их не превышает 3,5 м.

Границы отложений с долей условности дешифрируются на МАКС по изменению крутизны склонов.

*Коллювиальные и делювиальные отложения (c,dIII–Н)* представлены глыбниками, щебнями, дресвяниками и супесями дресвянистыми. 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–Н)* развиты преимущественно вдоль южного склона хр. Соктахан, где слагают предгорную заболоченную пологонаклоненную равнину, протягивающуюся от западной границы района через истоки ручьев Предгорный, Моховой, Сиян, Неупокоевский и Таксан до правого борта долины р. Деп. Меньшие по площади выходы этих образований находятся в верхнем течении р. Сирик, на правом борту верховьев р. Деп и по обрамлению Огоронской впадины. Сложены отложения суглинками, глинами и валунниками обломово-дресвяными. Обломочный материал представлен развитыми на данных участках породами. Преобладающие размеры обломков составляют 5–10 см, отдельные валуны достигают 35 см в поперечнике. Песчаный материал плохо отсортирован и характеризуется разной степенью окатанности обломков кварца. Пески полимиктовые крупно-мелкозернистые, содержат обломки различных пород. Полная мощность отложений не превышает 40 м [49].

Нижняя возрастная граница делювиально-пролювиальных отложений установлена по наличию в них на водоразделе Кайла–Лев. Неупокоевский спор и пыльцы растений, характерных для позднеоплестоценового времени. Поскольку формирование данных образований продолжается и в настоящее время, для них принят указанный выше возраст [49].

*Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII–Н)* представлены дресвяниками, щебнями, супесями, суглинками, иногда встречаются глыбники. Наиболее широко эти отложения распространены в южной части района, где отмечается их приуроченность к участкам развития отложений сазанковской свиты. На таких участках отложения занимают обширные участки, включая части пологосклонных (3–5°) водоразделов. Формирование их обусловлено перемещением материала в вязко-жидком состоянии на участках развития многолетнемерзлых пород. Мощность отложений достигает 3,5 м.

## ГОЛОЦЕН

*Аллювиальные отложения (aQ<sub>н</sub>; aН)* выполняют русла и поймы современных водотоков. Аллювий русел рек и ручьев преимущественно сложен валунно-галечным материалом с примесью песка. На участках низкогогорного рельефа значительную роль в составе аллювия играют пески, супеси, суглинки и гравийники. В долинах мелких водотоков северной части района аллювий часто перекрыт крупными глыбами делювия, особенно в их верхних течениях.

Голоценовые аллювиальные отложения в верхних частях мелких водотоков залегают, как правило, на дезинтегрированных коренных породах. Для водотоков южной части района часто отмечается их залегание на более древних террасовых образованиях.

Низкая пойма возвышается над средним уровнем воды до 2 м, сложена русловым песчано-галечно-валунным аллювием и представлена галечными косами или песчаными островами, за-

ливаемыми в период паводков водой. Пойменные косы развиты в долинах рек Деп, Тунгала, Десс, Мал. Десс, Артемей, Алла и др. Рельеф низкой поймы неровный, состоящий из релок и западин между ними [46, 47]. Протяженность кос в долинах рек Деп, Десс и Нинни достигает 1,0 км при ширине 30–100 м.

Высокая пойма имеет высоту 1–3,5 м и сложена чередующимся русловым и пойменным аллювием. Первый представлен валунно- и песчано-галечным материалом основания высокой поймы, выше наблюдается более тонкозернистый материал пойменной фации: пески, суглинки, илы, глины. Нередко занимает все днище речной долины, достигая на р. Деп ширины 2,5 км. Поверхность имеет слабый наклон в сторону русла. Заливается водой лишь во время сильных наводнений. Рельеф пересечен, изрезан многочисленными старицами различного направления, протоками, небольшими грядами и валами. Притеррасовая часть часто покрыта старицами и болотами [46, 47].

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

*Озерные отложения* ( $lQ_n$ ;  $lH$ ) слагают юго-западную часть Огоронской впадины и представлены фациями заболачивающихся озер. Болотные фации, представленные торфяниками, на значительной площади перекрывают озерные, что затрудняет изучение последних. Озерные фации представлены бурыми, красновато- и желтовато-бурыми глинами с редкими мелкими (до 2–3 см) гальками кварца, бурыми и буровато-черными глинами, илами, супесями и суглинками с мелкими редкими гальками кварца. Мощность отложений по наблюдениям в бортах мелких водотоков оценивается в 2,5 м.

На МАКС этим отложениям отвечает серый фототон с пятнистым рисунком.

Определенных данных о возрасте этих отложений нет, и к современным они отнесены условно. Имеется предположение о залегании озерных отложений на миоценовых озерно-аллювиальных отложениях темнинской свиты [31].

*Техногенные образования* ( $tQ_n$ ;  $tH$ ) сформировались при строительстве шоссейных 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 характеризуются белым ровным фототоном.

---

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивными образованиями занято около 25 % территории. В возрастном отношении здесь выделены раннеархейские, раннекембрийские, раннепермские, юрские и раннемеловые интрузии.

### РАННЕАРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К раннему архею отнесен древнестановой комплекс мигматит-плагиогранитовый, распространенный в пределах Усть-Гиллойского блока Западно-Становой СБС.

**Древнестановой комплекс мигматит-плагиогранитовый** ( $p\gamma AR_d$ ) выделен Д. С. Коржинским в 1935 г. при проведении работ в районе Амуро-Якутской магистрали. Комплекс сложен преимущественно плагиогранитами и гранитами, которым резко подчинены пегматиты. Для главных разновидностей пород характерны гнейсовидные текстуры, плоскости которых погружаются в северных румбах под углами 40–80°.

Гранитоиды слагают три выхода, образующих прерывистую цепочку северо-западного простирания, в верховьях р. Темна и ее правых притоков, представляющих собой остатки кровли Усть-Гиллойского массива диоритов обкинского комплекса ранне-среднеюрского возраста. Размеры выходов гранитоидов составляют 1,5×2, 0,8×6,5 и 1,5×7 км, а общая их площадь не превышает 20 км<sup>2</sup>. Мощность пегматитовых жил достигает 30 м. Кроме того, породы комплекса слагают лейкосомы в мигматизированных породах, отнесенных к мотовинской свите становия. Характерными особенностями пород комплекса являются: общая вытянутость массивов согласно с простиранием архейских структур, наиболее достоверно установленная северо-западнее района, высокое содержание плагиоклаза, интенсивное проявление в породах кремнекалиевого метасоматоза [46].

На МАКС гранитоиды не выражены. В магнитном поле им отвечает линейная отрицательная аномалия интенсивностью 0–50 нТл.

Плагиограниты, граниты – светло-серые, белые, розовые или серовато-желтые породы лейкократового облика с гранобластовыми, бластогранитовыми, гетеробластовыми структурами. Преобладают лейкократовые плагиограниты с содержанием биотита 2–5 %. Содержание олигоклаза составляет 50–65 %, и он представлен широкими таблитчатыми или призматическими кристаллами, обычно с четкими полисинтетическими двойниками. Кварц (20–30 % породы) представлен ксеноморфными зернами ранней генерации размером до 2 мм с облачным погасанием, зазубренными краями и явными следами дробления и кварцем второй генерации, образованным в результате метасоматоза и представленным неправильными или округлыми зернами, нередко заключенными в кварце первой генерации. Породы содержат незначительные (1–12 %) количества ортоклаза и биотита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит, ортит, сфен и рудный минерал. Вторичные изменения представлены интенсивным замещением плагиоклаза микроклином, мусковитом и минералами эпидот-цоизитовой группы. В интенсивно микроклинизированных разностях первичные очертания кристаллов плагиоклаза угадываются с трудом.

Пегматиты – белые или розовые массивные породы со средне- или крупнокристаллическим сложением и пегматитовой структурой. Состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и мусковита. Иногда содержат гнезда ильменорутила [46].

Петрохимически граниты пересыщены кремнеземом, богаты щелочами и по составу отвечают умереннощелочным породам. Повышенные содержания кремнезема и щелочей могут объясняться наложенностью на породы метасоматоза [46].

С пегматитами комплекса связываются радиоактивные аномалии ториевой природы, не представляющие промышленной ценности [46].

Возраст пород по геологическим данным укладывается в интервал между формированием метаморфических образований мотовинской свиты, относимой к становию, ксенолиты которых содержатся в гранитоидах, и становлением интрузии диоритоидов обкинского комплекса ранне-среднеюрского возраста, содержащих небольшие ксенолиты гранитоидов. На сопредельной с северо-запада территории U-Pb методом по цирконам достаточно четко установлен позднеархейский возраст гранитоидов комплекса [12]. Однако, в соответствии со сложившейся точкой зрения и в соответствии с легендой Тугурской серии листов, возраст древнестанового комплекса принимается на уровне становия.

## РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый** включает в себя породы диорит-гранитного состава и под таким названием выделяется впервые. Площадь распространения пород комплекса в пределах листа составляет около 480 км<sup>2</sup>. Комплекс сложен преимущественно породами среднего состава при резко подчиненной роли умереннокислых и кислых разновидностей пород и расчленен на три фазы. В пределах данного листа установлено развитие пород первой и третьей фаз.

На МАКС и в аэрогеофизических полях породы комплекса не выражены.

Породами комплекса сложена часть огромного Зейско-Депского массива, приуроченного с юга к зоне Южно-Тукурингского разлома и протягивающегося на расстояние более 300 км. Зейско-Депский массив, протягиваясь в юго-восточном направлении из бассейна руч. Обещающий до междуречья Деп-Нинни, имеет на всем протяжении тектонические контакты. С севера массив зоной Южно-Тукурингского разлома отделен от образований Зея-Тунгалинской подзоны. Южный контакт массива от западной рамки листа до бассейна р. Кайла представлен зоной Нинни-Сагаянского разлома, а далее на восток – более мелким разломом, практически параллельным Южно-Тукурингскому и отделяющим диориты от осадочных образований Гагско-Сагаянской зоны. Массив является типично трещинным телом и погружается, по данным интерпретации геофизических материалов, в южном направлении, согласно плоскости сместителя Южно-Тукурингского глубинного разлома. Также предполагается погружение массива в северо-западном направлении. В магнитном поле и поле силы тяжести массив не выражен, что косвенно свидетельствует о его достаточно пологом погружении на глубину.

*Первая фаза.* Диориты, кварцевые диориты ( $\delta C_1 z d_1$ ) слагают большую часть выходов пород комплекса. Характерным картировочным признаком диоритов является повсеместно проявленные в них динамометаморфические преобразования (протоклаз, катаклаз, милонитизация и бластомилонитизация). Достаточно часто встречаются полосчатые разности, обусловленные чередованием полос с преобладанием лейко- и меланократовых минералов.

Диориты – средне-, реже крупнозернистые светло-серые, серовато-зеленые и зеленые породы с пан- и гипидиоморфнозернистой, 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. Андезин представлен призматическими выделениями часто неправильной формы длиной до 2 мм. Зерна преимущественно имеют двойники полисинтетические 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 [16, 46]. Вторичные минералы – кварц, микроклин, мусковит, актинолит, эпидот и гематит; аксессуарные – циркон, апатит, ильменит, пирит. В диоритах широко проявлены сосюритизация плагиоклаза, опацизация и замещение (иногда полное) хлоритом роговой обманки [35, 47].

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 [16, 35].

*Третья фаза.* Граниты, лейкограниты, умереннощелочные лейкограниты, плагиограниты ( $\gamma C_1 z d_3$ ) развиты на двух разобщенных участках территории. В пределах Зейско-Депского массива гранитоидами сложено тело размером 2×10 км на правобережье низовьев р. Долбырь. В юго-восточной части района гранитоиды слагают еще три разобщенных выхода общей площадью около 35 км<sup>2</sup>, являющихся, по-видимому, западным окончанием Сагаянского массива. В пределах Зейско-Депского массива установлено прорывание гранитоидами диоритов первой фазы комплекса. Диориты на контакте с гранитоидами инъецированы многочисленными жи-

лами лейкогранитов мощностью 2–10 см [31]. В пределах Сагайского массива гранитоиды прорываются образованиями раннемелового буриндинского комплекса [48]. Здесь же интенсивно выветрелые гранитоиды перекрыты терригенными отложениями багонской и аякской свит средней юры, а также вулканогенно-осадочными образованиями талданской свиты раннего мела. В верхнем течении р. Джигдали в гранитоидах заключены интенсивно ороговикованные карбонатно-терригенные отложения, относимые к туранской серии, датируемой поздним рифеем. Они представляют собой остаток кровли массива. Для отдельных тел гранитоидов отмечаются постепенные переходы между породами разного состава. В них также наблюдались шпирь диоритов и, предположительно, гранодиоритов, рассекаемых жилками лейкогранитов. Это может свидетельствовать о гомодромном типе становления комплекса [43]. Для пород фазы также характерны неравномернозернистые текстуры с незакономерным чередованием участков мелко- и крупнозернистого сложения. На отдельных участках в гранитоидах фиксируется протокластическая гнейсовидность.

Граниты – сероватые, реже зеленовато-серые среднезернистые массивные, реже порфирировидные породы. В породах встречаются шпировидные участки, обогащенные темноцветными минералами. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Породы подвержены катаклазу и перекристаллизации, приводящими к появлению бластогранитовой и псевдопорфирировой структур. Состоят граниты из кварца (25–45 %), калиевого полевого шпата (25–70 %), олигоклаза № 22–25 (5–30 %), биотита (2–10 %), роговой обманки (до 5 %). Акцессорная минерализация представлена магнетитом, цирконом, сфеном, апатитом и гранатом [13, 43].

Лейкограниты имеют светлую окраску, мелкозернистое, реже среднезернистое сложение и состоят из кварца и белого полевого шпата с небольшим непостоянным количеством светлой слюды, крайне редко встречается биотит. Местами среди них отмечаются пегматоидные обособления. Умереннощелочные разности определяются только химическим анализом пород.

Плагиограниты состоят из альбит-олигоклаза (40–70 %), кварца (25–55 %), ортоклаза и микроклина (5–10 %) и биотита (до 10 %). Акцессорная минерализация представлена цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном. Породы имеют гранитовую, нередко катакластическую структуру [48].

Гранитоиды подвержены 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 повсеместно отмечается катаклаз пород, менее широко развита милонитизация [48]. Породы здесь приобретают катакластическую структуру с раздроблением минералов и смещением их обломков. Межобломочное пространство выполняется зеленовато-бурым агрегатом хлорита, серицита, каолина и рудной пыли. Часто граниты приобретают облик типичных милонитов [43]. На разобщенных участках небольшой площади установлена каолинизация, выражающаяся развитием каолина по полевым шпатам с одновременным разложением биотита. Породы при этом приобретают белый или желтоватый цвет, становятся мылькими на ощупь. Окварцевание наблюдается достаточно часто и выражается заполнением зернистым агрегатом кварца трещин в зонах дробления или развитии 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 [43].

Отличительной чертой химического состава пород комплекса является повышенное содержание  $Al_2O_3$  достигающее в диоритах 18,34 %, в гранитах его содержание 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 ( $al'=0,8-9,74$ ), повышающейся от диоритов к кварцевым диоритам и гранитам. Диориты по химическому составу, в целом, близки к среднему составу пород этого состава. 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 (170–1 188 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 Cr (16–65 г/т) и Pb (26–47 г/т). Они 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) элементов. Отмечается деплетированность гранитов в отношении P3Э: 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,  $(Eu/Eu^*)_n$  составляет 0,14–0,21. В гранитах распределение несколько иное:  $(La/Yb)_n=10,13–22,87$  и  $(Eu/Eu^*)_n=0,08–0,42$ .

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

На протяжении истории геологического изучения территории не было получено достоверных данных о возрасте зейско-депского комплекса, слагающего массив протяженностью более 300 км, непрерывно прослеженный с правобережья р. Зeya до левобережья р. Дугда. В начале изучения указанной территории Ю. А. Одинцом, П. А. Сушковым и В. Ф. Зубковым этот массив назывался Зейско-Депским, а слагающие его породы – зейско-депскими диоритами. На основании этого приоритета и принято название комплекса.

Проблема возрастного положения рассматриваемых пород получила возможность быть частично решенной по результатам ГДП-200 и проведенных несколько ранее научно-исследовательских работ [9]. Так, определение возраста порфиробластических гранитов Сагайского массива на стадии составления ГК-1000/3 [1], 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 возрастaми 877±32 и 2 730±26 млн лет. Характерной чертой является присутствие единичных цирконов с возрастaми, аналогичным гранитам и диоритам зейско-депского комплекса, в прорывающих их лейкогранитах – раннепермского гимигинского и в габбро – раннемелового ниннинского комплексов.

Ранее при научно-исследовательских работах U–Pb методом по цирконам был установлен возраст порфиробластических биотитовых микроклинсодержащих гранитов Гарь-Ултучинского массива, относящегося на ГК-1000/3 к октябрьскому комплексу. Значение возраста составило 495±2,5 млн лет.

Нижняя граница возраста диоритоидов комплекса также обосновывается наличием их галек в фаунистически охарактеризованных конгломератах силура, развитых на сопредельных с юга и юго-востока территориях. Верхняя возрастная граница определяется перекрыванием гранитоидов мезозойскими (триас–средняя юра) осадочными породами [13].

Полученные значения возрастaов пород соответствуют, учитывая точность определений, раннему кембрию. Это не противоречит и геологическому интервалу его становления. Породы комплекса прорывают и ороговиковывают осадочные породы туранской серии позднерифейского возрастa и сами, в свою очередь, прорываются гранитоидами раннепермского гимигинского комплекса.

## РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Гимигинский комплекс гранодиорит-гранитовый** ( $\gamma P_1g$ ) выделяется по результатам ГДП-200. Ранее эти породы включались в состав многофазного позднепалеозойского интрузивного комплекса без собственного названия. Название комплекса предлагается по местоположению наиболее изученного массива, расположенного в верховьях р. Гимигин (лист N-52-XXII). Этот массив может рассматриваться в качестве петротипического. В состав комплекса входят граниты, лейкограниты и гранодиориты. Характерным картировочным признаком гранитов комплекса является постоянное присутствие в их составе визуально диагностируемой роговой обманки.

В пределах района гранитоиды комплекса слагают ряд массивов размером до 2×2,5 км, отчетливо приуроченных к южной части Зейско-Депского массива пород одноименного комплекса раннекембрийского возрастa. Общая площадь развития пород комплекса не превышает 25 км<sup>2</sup>. Наиболее крупное тело гранитоидов расположено на водоразделе Долбырь–Лев. Таксан.

В пределах листа N-52-XXII установлены активные контакты гранитоидов с осадочными образованиями ольдойской и типаринской свит Гагско-Сагайской зоны. Там же в делювии установлено прорывание этими гранитами диоритов, с образованием в диоритах зон осветлен-

ных пород мощностью до 3–5 см.

Граниты комплекса состоят из кварца (25–45 %), микроклина (25–70 %), плагиоклаза № 22–25 (5–30 %), биотита (2–10 %), роговой обманки (до 5 %). Присутствие последней является характерным признаком пород, отличающим их от гранитов зейско-депского комплекса. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, цирконом, сфеном, апатитом и гранатом. Породы имеют массивное крупнозернистое сложение.

Гранодиориты – средне- и крупнозернистые серо-зеленоватые и серые породы, сложенные белым или желтоватым полевым шпатом (50–60 %), кварцем (20–35 %), роговой обманкой, биотитом. Содержание темноцветов в сумме составляет 10–15 %. Количественные соотношения темноцветов изменяются довольно сильно, причем, колебаниям больше подвержено содержание роговой обманки. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, сфеном, апатитом; вторичные – серицитом, хлоритом, эпидотом. Плагиоклаз № 30–45 обычно незначительно преобладает над микроклином. Текстура породы массивная или нечетко порфировидная. Часто отмечается слабо выраженная линейная ориентировка темноцветных минералов. В выветрелых разностях проявляется грязно-бурая или красноватая окраска.

Для всех пород комплекса характерно преобладание гипидиоморфнозернистых структур, нередко отмечаются переходные к паналлотриоморфнозернистым и аплитовидным структуры. Обращает на себя внимание неравномернозернистое строение пород, наблюдается незакономерное чередование крупно- и более мелкозернистых участков.

В породах неравномерно проявлены каолинизация, выражающаяся развитием каолина по полевым шпатам с одновременным разложением железосодержащих минералов, и окварцевание. Новообразованный кварц отличается от магматического нормальным погасанием. С гранитоидами связаны ореолы березитизации вмещающих их диоритов зейско-депского комплекса, в которых установлена повышенная золотоносность.

Гранитоиды принадлежат к породам нормального ряда –  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  составляет в них 5,61–7,41. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  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  $a_1'$  (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 содержаниях 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). 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  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  составляет 2,10–3,89. Породы комплекса характеризуются глубоким Eu-минимумом  $(\text{Eu}/\text{Eu})_n=0,05–0,18$ .

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 лейкократовых гранитов массива левобережья р. Нинни, дало датировку  $272,7 \pm 3,6$  млн лет. 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.

## ЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Юрские интрузивные образования в пределах района распространены довольно широко и развиты в пределах разных структурно-формационных подразделений. В пределах Зея-Тунгалинской подзоны распространены тела тунгалинского субвулканического комплекса риолит-трахибазальт-базальтового. Среди образований Унья-Бомской подзоны выявлены образования дессовского комплекса дацит-базальтового. В Западно-Становой складчато-блоковой системе выделены обкинский гранодиорит-диоритовый комплекс и вторая фаза джалонского гранодиорит-гранитового комплекса.

**Обкинский комплекс гранодиорит-диоритовый** ( $\delta$ - $\gamma\delta J_{1-20}$ ) выделен при проведении

ГДП-200 листов N-52-XIII, XIV в 2008 г. С. Г. Агафоненко. В пределах района породами комплекса сложена юго-восточная часть петротипического Усть-Гилойского массива, занимающая около 400 км<sup>2</sup> в крайней северной части. Ранее эти породы считались раннедокембрийскими и относились к комплексу без собственного названия [31, 46, 47]. В состав комплекса включаются диориты, диориты до гранодиоритов, габбро и перидотиты. Основные и ультраосновные разности, возможно, представляют собой меланократовые обособления в диоритоидах. Отмечается неравномерная насыщенность этими породами массива, и они слагают преимущественно немасштабные тела.

Породы содержат в себе ксенолиты образований мотовинской свиты и древнестанового комплекса раннего архея, а сами, в свою очередь, прорваны гранитами второй фазы джалонского комплекса поздней юры. Все эти взаимоотношения наблюдались в районе в элювиально-делювиальных развалах.

В аэромагнитном поле площадь развития пород комплекса подчеркивается слабоизрезанным положительным фоном интенсивностью до 300 нТл.

Характерным картировочным признаком диоритов является почти повсеместно проявленная полосчатость течения, погружающаяся преимущественно на северо-восток под углами 30–85°, что может свидетельствовать о погружении массива в данном направлении и его трещинной форме. На отдельных участках вблизи контактов полосчатость совпадает с таковой в метаморфических породах остатков кровли массива. 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 1–10 см [12].

Габбро – массивные пятнистые среднезернистые породы с габбровой структурой, сложенные диопсидом (50–55 %), андезином № 30–35 (45–50 %) и роговой обманкой (5–10 %). В породе незначительно развиты вторичные мусковит и эпидот.

Все разновидности более кислых пород – средне-крупнозернистые серые породы с хорошо выраженной полосчатостью и гипидиоморфнозернистой, лепидо-, грано-, гетеробластовой, порфирированной структурой. В порфирированных породах основная масса имеет лепидогранобластовую структуру. Выделяются биотитовые и роговообманково-биотитовые разности, связанные между собой постепенными переходами.

В сложении диоритов принимают участие: олигоклаз-андезин (80–90 %), биотит и роговая обманка (3–10 %), кварц (2–5 %) и калиевый полевой шпат (до 2 %). Характерной особенностью пород является наличие 2–3 % желтовато-зеленого эпидота. Акцессорные минералы: сфен, апатит и циркон; вторичный – серицит.

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

Гранодиориты сложены олигоклазом (55–75 %), кварцем (15–20 %), микроклином (10–15 %), биотитом (8–10 %), роговой обманкой (до 2 %) и эпидотом (до 1 %). Акцессории: сфен, апатит, циркон, монацит и рудный, вторичные – хлорит, мусковит, пелит.

Петрохимически все породы комплекса относятся преимущественно к калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O=0,88-3,25$ ). Глиноземистость пород комплекса различна. Ультраосновные породы относятся к низко- и умеренноглиноземистым ( $aI'=0,43-0,90$ ), основные являются умеренно- и высокоглиноземистыми ( $aI'=0,79-1,37$ ), диориты – высокоглиноземистыми ( $aI'=1,53-1,77$ ), гранодиориты – весьма высокоглиноземистыми (значения коэффициента  $aI'$  достигает в них 5,53). Индекс ASI во всех породах, кроме гранодиоритов, составляет 0,71–1,03, в гранодиоритах его значение повышается до 2,16. В отношении средних содержаний элементов в соответствующих по составу породах образования комплекса ведут себя двояко. Для ультраосновных пород характерны резко повышенные содержания V (153–358 г/т), Ga (13–20 г/т), Rb (10–30 г/т), Sr (310–632 г/т), U (0,08–0,33 г/т) и части легких РЗЭ: La (3–6 г/т), Ce (6–13 г/т), Nd (4–9 г/т). Менее значительно в этих породах повышены содержания Be (0,62–0,86 г/т), Nb (0,90–2,64 г/т), Ba (71–157 г/т), Pb (1,57–3,28 г/т), Th (0,24–0,90 г/т) и тяжелых РЗЭ: Gd (0,82–2,08 г/т), Tb (0,11–0,29 г/т), Dy (0,63–1,80 г/т), Er (0,34–0,99 г/т), Tm (0,05–0,13 г/т), Yb (0,34–0,96 г/т). Пониженные, по сравнению со средними для ультраосновных пород, концентрации установлены для Sc (3–16 г/т), Zr (12–25 г/т) и Lu (0,04–0,13 г/т). Резко понижены в ультрабазитах содержания Cr (75–217 г/т) и Ni (62–125 г/т). Габбро обкинского комплекса относительно средних содержаний для основных пород резко обогащены Sr (505–833 г/т). Незначительно габброиды обогащены Be (0,49–1,50 г/т), Nb (3–19 г/т), Pr (2–7 г/т), Nd (11–35 г/т) и U (0,17–1,42 г/т). Незначительно понижены в габбро концентрации Rb (7–34 г/т), Y (9–17 г/т), Hf (0,79–1,34 г/т) и тяжелых РЗЭ: Dy (2,12–4,18 г/т), Ho (0,39–0,76 г/т), Er (1,17–2,01 г/т), Yb (1,11–

1,74 г/т), Lu (0,15–0,26 г/т). Диориты комплекса обогащены, по сравнению с составом средних пород, V (176–213 г/т), Sr (365–530 г/т), Nb (14–22 г/т), Ba (506–596 г/т) и РЗЭ: Ce (52–68 г/т), Pr (6–7 г/т), Nd (25–32 г/т), Sm (5–6 г/т), Eu (1,23–1,52 г/т), Dy (4,01–5,47 г/т), Er (2,20–3,17 г/т). В диоритах отмечаются незначительно пониженные концентрации Cr (20–51 г/т), Ni (7–17 г/т), Rb (40–86 г/т), Y (9–26 г/т), Lu (0,13–0,41 г/т), Hf (0,55–0,77 г/т), Pb (9–15 г/т), Th (4–15 г/т) и U (0,39–1,68 г/т). Приведенные данные дают основание говорить о геохимическом сходстве пород комплекса и об их принадлежности к производным единого магматического очага. Так, для всех пород характерна обедненность высокоразрядными элементами, частью тяжелых РЗЭ, хромом и никелем. Тренды распределения РЗЭ имеют, в целом, отрицательный наклон и различаются уровнями содержаний элементов. Содержания РЗЭ составляют: в ультрабазитах – 0,06–0,9 хондритовых уровней, в габбро уровень повышается до 0,25–30 уровней и в диоритах достигают 0,3–50 уровней. Отношение  $(La/Yb)_n$  в перидотитах составляет 3,85–9,69, в габбро – 4,36–9,30, в диоритах – 5,58–15,00 и повышается до 16,43–64,24 в гранодиоритах. При этом для всех пород, кроме гранодиоритов, характерна близкая дифференцированность распределения легких РЗЭ. Отношение  $(La/Sm)_n$  составляет 1,70–3,72, в гранодиоритах – 2,96–7,78. Тяжелые РЗЭ распределены более дифференцированно. Отношение  $(Dy/Lu)_t$  в перидотитах составляет 0,99–1,57, в габбро оно возрастает до 1,33–2,42. Диориты отличаются более низкими (1,33–1,70) значениями этого соотношения, а гранодиориты обладают его наиболее высокими значениями – 1,52–2,24. Перидотиты характеризуются наличием положительной европиевой аномалией  $Eu/Eu^* = 1,25–1,81$ . Для остальных пород комплекса характерна отрицательная аномалия европия –  $Eu/Eu^* = 0,10–0,37$ . Согласно классификации О. М. Глазунова, ультраосновные породы комплекса нельзя отнести к определенному геохимическому типу из-за очень низких содержаний хрома и никеля. Габбро комплекса обнаруживают сходство с породами титанисто-хромисто-никель-платиноидного геохимического типа.

Значения индикаторного соотношения Rb/Sr в ультрабазитах и базитах комплекса (0,01–0,06) свидетельствует об их формировании из материала неистощенной мантии. Значение этого соотношения в средних и умереннокислых породах комплекса (0,05–0,18) свидетельствует об их коровой природе. Значения коэффициентов Sm/Nd (0,15–0,25) и Ni/Co (0,54–2,72) свидетельствуют о коровом происхождении пород обкинского комплекса. На основании этого можно принять мантийно-коровый генезис обкинского комплекса. По дискриминационным диаграммам Дж. Пирса (Nb–Y, Ta–Yb и Rb–Y+Nb) природа диоритов и гранодиоритов интерпретируется как островодужная. К такому же выводу ранее пришел А. М. Ларин, занимавшийся изучением подобных образований на большей части Джугджуро-Становой складчатой области [3, 4, 5]. На диаграмме Sr/Y–Y фигуративные точки составов пород располагаются в пределах полей классических островных дуг и адацитов. При этом в поле классических островных дуг попадают диориты и габбро, а в поле адацитов – гранодиориты и кварцевые диориты, т. е. наиболее кислые разности пород комплекса. Это может являться следствием формирования пород комплекса в условиях частных случаев субдукции.

Предположительно с формированием диоритов связаны зоны Si-K метасоматоза, развитые в пределах интрузии и в заключенных в ней ксенолитах плагиогранитов древнестанового комплекса.

По совокупности изложенных данных, комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации.

Связь полезных ископаемых с диоритами не установлена.

Геологический возраст пород Усть-Гилукойского массива укладывается в промежуток между формированием гранитоидов древнестанового комплекса и внедрением гранитов джалонского, которые прорывают диориты в бассейнах рек Сирик и Ижак с наложением на диориты зон окварцевания. Н. К. Осиповой в бассейне р. Утенах (лист N-52-XIV) по шлифам в диоритах установлены ортит и графит, не характерные для диоритов массива в целом. Предполагается появление этих минералов в результате ассимиляции интрузией графитсодержащих сланцев джелтулакской серии раннего протерозоя [12]. Датирование диоритов U-Pb методом по цирконам, выполненное в процессе ГДП-200 в трех пунктах, дало следующие результаты: для габбро –  $183 \pm 1,5$  млн лет, для диоритов –  $188 \pm 1,4$  млн лет, для кварцевых диоритов –  $174 \pm 2$  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 [12], а в пределах листа N-51-XVII – в  $185,9 \pm 4$  млн лет [28]. На основании изложенного, возраст диоритов принят ранне-среднеюрским.

**Тунгалинский комплекс субвулканический риолит-трахибазальт-базальтовый ( $\beta J_{1-3}t$ )** выделяется впервые и представлен в районе тремя небольшими телами, расположенными на левобережье р. Деп, в восточной части района. Тела выделены по петрографическим и петро-

химическим признакам по аналогии с территорией листа N-52-XXII. В составе тел резко преобладают базальты и трахибазальты. Вмещающими образованиями являются вулканогенно-осадочные породы верхнеалгаинской подсвиты и теплоключевской свиты.

Ранее эти породы в отдельное подразделение не выделялись и описывались в качестве «зеленых сланцев» или «зеленокаменных пород». Обе эти разновидности включались в разрезы палеозойских 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 метаморфизованные вулканиды пестрого состава и собственно породы, выделяемые в тунгалинский комплекс.

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 флюидальность основной массы. Базальтоиды часто содержат включения вмещающих их сланцев разного состава угловатой формы размером 5–10 см в поперечнике.

Характерным картировочным признаком пород комплекса является преобладание в полях их развития крупноглыбовых развалов, часто фиксируемых белым фототонном на МАКС. Наиболее крупный выход пород фиксируется положительной магнитной аномалией, что позволяет предполагать его штокообразную форму.

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), 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 (2,38–34 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 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  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,09\text{--}0,31$ .

Для базальтоидов установлены следующие интервалы 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 разреза условно среднепалеозойских образований. Наиболее перспективными в отношении золоторудной минерализации являются окварцованные и альбитизированные породы, также связываемые со становлением тунгалинского комплекса.

Геологический возраст комплекса определяется временным интервалом между формированием вулканогенно-осадочных образований Зезя-Тунгалинской подзоны, предположительно в среднем палеозое, которые активно прорываются образованиями комплекса, и накоплением

отложений квартера, залегающих на базальтоидах. Датированием цирконов базальтов комплекса U-Pb методом на территории листа N-52-XXII возраст пород определен в  $179 \pm 3$  млн лет. Возраст риолитов, участвующих в строении единых с базальтоидами тел, определен там же аналогичным методом в  $147 \pm 5,4$  млн лет. На основании имеющихся данных возраст комплекса принят ранне-позднеюрским. При этом необходимо иметь в виду, что возраст комплекса, в случае проведения его дальнейшего изучения, может быть уточнен. Возможно, в настоящее время в его состав объединены образования разных комплексов.

**Дессовский комплекс дацит-базальтовый** выделяется под таким названием впервые. Его породами сложены многочисленные тела на участке района от западной рамки до среднего течения р. Хогде-Джугдагын. Площадь распространения пород составляет около  $45 \text{ км}^2$ . Вмещающими породами являются образования Унья-Бомской подзоны, датируемые средней юрой.

Отдельные тела выражены в аэромагнитном поле положительными аномалиями интенсивностью до 50 нТл.

При проведении ГС-200 [46, 48] эти образования были описаны в качестве диабазов и габбро-диабазов раннемелового возраста. При АФГК-50 [31] эти породы были включены в разрез впервые выделенных в районе условно ранне-среднедевонских вулканогенных образований. При этом были описаны как метаморфизованные базальты, так и туфы аналогичного состава. По внешнему облику породы очень разнообразны, что определяется, с одной стороны, разной степенью изменений исходных пород, с другой – значительными колебаниями их минерального состава. Принадлежность их к интрузивным образованиям устанавливается по наличию реликтовых зерен пироксена и плагиоклаза. Через слабо рассланцованные, порою массивные, разности зеленокаменных пород постепенно переходят в слабо измененные базальты. Последние являются массивными породами бурого или зеленовато-бурого цвета с хорошо видимой под микроскопом диабазовой структурой [47]. Сланцы с реликтами первичных плагиоклаза и авгита и измененные базальты внешне почти не отличаются. Это плотные массивные или груборассланцованные породы, иногда с заметной макроскопически порфириковой структурой. В большинстве же случаев принадлежность их к интрузивным образованиям устанавливается лишь под микроскопом. Структура реликтовая офитовая или гранобластовая [47]. Учитывая изложенное, охарактеризованные образования принимаются за субинтрузивные. Не исключено, что часть из них представляет собой продукты подводных излияний, тем более что общий характер разреза и фации вмещающих пород не противоречат этому. С другой стороны, наблюдающееся в отдельных местах частое и иногда довольно тонкое переслаивание пород комплекса с песчаниками и алевролитами, в какой-то мере, могут свидетельствовать об их осадочном (вулканогенно-осадочном) происхождении.

В состав комплекса включены дациты, андезиты, базальты ( $\beta J_2 ds$ ), дайки базальтов ( $\beta J_2 ds$ ) и дацитов ( $\zeta J_2 ds$ ). Основные разности пород комплекса (базальты, дациты и андезиты) участвуют в строении единых тел.

Базальты – серые и зеленовато-серые породы с массивной или слабо сланцеватой текстурой. Структура гиалиновая с микролейстами плагиоклаза. Вулканическое стекло занимает 70–80 % породы и преимущественно замещено хлоритом с участием эпидота и карбоната.

Андезиты – серые породы с массивной микропорфириковой текстурой и гиалиновой, с участками фибролитовой, структурой. Порфиры занимают 7–15 % породы и представлены роговой обманкой и основным олигоклазом. Роговая обманка замещается эпидотом.

Дацинты – серые или бледно-зеленые породы с массивной или полосчатой текстурой. Структура их лепидогранобластовая с витрофириковой интенсивно хлоритизированной основной массой. Полосчатость породы определяется чередованием зон вулканического стекла и полевошпат-кварц-хлоритового агрегата.

Дайки базальтов – серые массивные, неравномернораскристаллизованные породы с офитовой структурой. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и пироксенами. Плагиоклазы соответствуют основным олигоклазам и средним андезинам. Породы неравномерно замещены хлорит-эпидотовым агрегатом.

Петрохимически породы относятся к натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,63\text{--}9,24$ ) и являются высокоглиноземистыми ( $al^I=0,96\text{--}1,56$ ). Индекс ASI составляет в базальтоидах  $0,60\text{--}0,89$ . По соотношению  $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$  базальты относятся к известково-щелочным. При этом породы характеризуются стабильными ( $1,09\text{--}1,21$  %) содержаниями двуокиси титана. По сравнению со средним составом базитов базальтоиды незначительно обогащены транзитными элементами: V ( $222\text{--}313$  г/т) и Cr ( $202\text{--}278$  г/т). Отмечается неотчетливое обогащение пород тяжелыми РЗЭ: Dy ( $4,27\text{--}4,61$  г/т), Tm ( $0,29\text{--}0,33$  г/т), Yb ( $2,06\text{--}2,28$  г/т). Напротив, породы обеднены Sc ( $24\text{--}29$  г/т), Y ( $18\text{--}19$  г/т); крупноионными литофилами: Rb ( $3\text{--}9$  г/т) и Ba ( $47\text{--}75$  г/т); высокоразрядными элементами: Th ( $0,58\text{--}1,06$  г/т), U ( $0,13\text{--}0,28$  г/т), Zr ( $16\text{--}44$  г/т), Hf ( $0,91\text{--}1,61$  г/т) и Nb

(2,14–3,43 г/т); редкоземельными элементами: La (5–10 г/т), Ce (4–23 г/т), Pr (2,03–3,16 г/т), Nd (11–16 г/т), Sm (3,23–3,88 г/т), Ho (0,78–0,87 г/т) и Lu (0,27–0,30 г/т). Тренды распределения РЗЭ в породах комплекса имеют отрицательный наклон. Содержания РЗЭ составляют 4–15 хондритовых уровней. Отношение  $(La/Yb)_n$  в базальтах составляет 1,56–3,37. При этом легкие и тяжелые РЗЭ распределены практически одинаково ( $(La/Sm)_n=1,01–1,65$  ( $Dy/Lu)_n=1,55–1,61$ ). Характерна отрицательная европиевая аномалия 0,20–0,25.

Базальты имеют низкие Rb/Sr соотношения 0,01–0,07, Sm/Nd соотношение составляет 0,25–0,30, коэффициент Ba/Sr=0,20–0,30, а Ni/Co соотношение изменяется от 0,98 до 3,28. Такие значения коэффициентов могут свидетельствовать о смешанной мантийно-коревой природе пород. Фигуративные точки базальтоидов комплекса на дискриминационной диаграмме Дж. Пирса и Дж. Кана Ti–Zr располагаются в поле пород вулканических дуг. Диаграмма Дж. Пирса и М. Норри (Zr/Y–Zr) определяет возможность формирования базальтов в пределах внутриокеанических островных дуг. Последний вывод подтверждается и диаграммами М. Мешайда (Zr/4–Nb–Y) и Д. Вуда (Th–Hf/3–Ta). На диаграмме Б. Кабаниса и М. Ликолла La/10–Y/15–Nb/8, предназначенной для разделения базальтов вулканических дуг, породы попадают в поля островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов.

С породами комплекса пространственно связаны участки пиритизации во вмещающих их породах амканской и курнальской свит. В последних при производстве ГДП-200 выявлены протяженные контрастные ореолы рассеяния золота. В пределах ореолов отобраны пробы с содержанием золота более 1 г/т.

Геологический возраст комплекса был однозначно установлен В. В. Шихановым при проведении ГС-200. Было выявлено, что породы комплекса прорывают и ороговиковывают алевролиты, возраст которых фаунистически определен на уровне средней юры. Это неоднократно наблюдалось и при производстве ГДП-200, когда был подтвержден среднеюрский (ааленский) возраст вмещающих базальты пород определениями фораминифер. Датированием цирконов базальтов комплекса U–Pb методом возраст пород определен в  $166,8 \pm 4,4$  млн лет. Кроме того, в базальтах выявлены цирконы с возрастом  $598 \pm 27$  млн лет, что соответствует позднему протерозою или его границе с палеозоем. Это может косвенно свидетельствовать о формировании пород комплекса за пределами Западно-Становой складчато-блоковой системы, поскольку породы с таким возрастом в пределах последней в настоящее время не установлены.

**Джалонский комплекс гранодиорит-гранитовый** впервые выделен при проведении ГДП-200 смежной с северо-запада территории С. Г. Агафоненко в 2008 г. Ранее породы относились к комплексу без собственного названия, датированному ранним протерозоем [31, 46, 48].

В пределах района установлены породы второй фазы комплекса. *Вторая фаза* сложена гранитами ( $\gamma J_3 d_2$ ), лейкогранитами, умереннощелочными лейкогранитами и пегматитами. Последние слагают маломощные (до 10 см) прожилки или шпировидные выделения.

Породами второй фазы в районе сложено несколько изолированных выходов в северо-восточной части района. Не исключено, что указанные выходы на глубине слагают единое тело – Сирикский массив. Площадь массива в пределах района составляет около 120 км<sup>2</sup>. Тело характеризуется зональным проявлением текстур слагающих его гранитоидов. Южная и центральная его части сложены массивными разностями, а северная – гнейсовидными. Структуры течения погружаются на север под углами 45–52°. На МАКС и в аэрогеофизических полях массив не выражен.

Картировочными признаками гранитов можно считать их желтоватую или розоватую окраску, присутствие в них дымчатого кварца и смоляно-черного биотита.

Граниты – белые, желтоватые или розоватые аляскитовые породы равномерно мелкозернистого сложения с редкими листочками биотита, до 10 % на отдельных участках. Основными породообразующими минералами являются кварц (50–55 %), альбит-олигоклаз (до 40 %), ортоклаз и микроклин. Аксессуары представлены ортитом, цирконом и рудным минералом. Структура аплитовидная, обусловленная сходным идиоморфизмом слагающих породу минералов, за исключением плагиоклаза. На отдельных участках размеры зерен плагиоклаза увеличиваются до 2–2,5 мм, и порода приобретает порфириовидный облик. Для кварца характерно слабоболнистое погасание. Вторичные изменения выражены слабым замещением плагиоклаза минералами эпидот-цоизитовой группы.

Лейкократовые граниты отличаются практически полным отсутствием биотита, разности с повышенной щелочностью выделены по результатам химических анализов.

Пегматиты – белые или розовые породы со средне- или крупнокристаллическим сложением, пегматитовой или пегматоидной структурой. Состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и мусковита. Иногда содержат гнезда ильменорутила [46].

По химическому составу породы обладают повышенной известковистостью, магнизиальностью и железистостью. Принадлежат, преимущественно, к K-Na серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,80-2,36$ ) нормального ряда, являются весьма высокоглиноземистыми ( $al^1=3,46-5,39$ ). Индекс ASI составляет 1,23–1,31. По сравнению со средним составом кислых магматических пород граниты существенно обеднены крупноионными литофилами: Cs (0,2–0,97 г/т), Rb (26–66 г/т); высоко-разрядными элементами: Y (3–19 г/т), Th (3–10 г/т), U (0,17–1,27 г/т), Zr (3–43 г/т), Hf (0,2–3,66 г/т), Nb (2–12 г/т) и тяжелыми РЗЭ: Tb (0,18–0,84 г/т), Dy (0,72–4,13 г/т), Ho (0,12–0,74 г/т), Er (0,33–2,26 г/т), Tm (0,04–0,29 г/т), Yb (0,21–1,98 г/т), Lu (0,03–0,26 г/т). Содержания Cr (8–99 г/т), Ni (4–28 г/т) и Ba (528–3 041 г/т) превышают средние значения для кислых магматических пород. Кроме того, в гранитах установлена платина в количествах 0,04–0,58 г/т. Тренды распределения РЗЭ в гранитах свидетельствуют о неравномерной деплетированности в отношении РЗЭ. Отношение  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  составляет 8,64–107. При этом характерно достаточно равномерное распределение тяжелых РЗЭ  $((\text{Dy}/\text{Lu})_n=1,22-2,54)$  при более дифференцированном распределении легких РЗЭ  $((\text{La}/\text{Sm})_n=3,78-8,26)$ . Характерной особенностью гранитов является отрицательная европиевая аномалия  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,11-0,60$ .

Граниты имеют низкие Rb/Sr соотношения 0,03–0,19 при  $\text{Sm}/\text{Nd}=0,13-0,19$  и  $\text{Ba}/\text{Sr}=0,79-9,12$ . Соотношение Ni/Co составляет 0,47–2,2. Индикаторные соотношения свидетельствуют о коровой природе гранитов. Геодинамическая обстановка их формирования при помощи диаграмм Rb–Y+Nb и Nb–Y определяется как коллизионная и островодужная.

При проведении ГДП-200 в пределах распространения практически не измененных гранитов комплекса в бассейне р. Мал. Киряк были выявлены контрастные вторичные ореолы рассеяния золота, что делает район похожим на петротипическую местность комплекса. Там в пробе-протолочке неизмененных гранитов было обнаружено самородное золото [12].

Геологический возраст гранитов определяется временным интервалом между формированием диоритов обкинского комплекса ранней–средней юры, рвущие контакты с которыми неоднократно наблюдались в элювиально-делювиальных развалах, и накоплением отложений темнинской свиты раннего неогена, залегающих на гранитах. Датированием цирконов гранитов массива U–Pb методом возраст пород определен в  $153\pm 2,2$  млн лет, что идеально совпадает с возрастом петротипического Джалонского массива данного комплекса [12]. На основании этого принят позднеюрский возраст гранитов джалонского комплекса.

## РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннемеловые интрузивные образования выявлены только в пределах Октябрьского блока Аргуно-Мамынского массива. Здесь развиты образования талданского андезитового, бурундинского монцодиорит-гранодиоритового, ниннинского ультрабазит-базитового и амуро-станового гипабиссального малых интрузий пестрого состава комплексов.

**Талданский комплекс андезитовый** ( $\zeta K, tl$ ) выделен в окрестностях ст. Талдан (лист N-51-XXIII) в 1978 г. И. П. Вольской [29]. В состав комплекса входят субвулканические дациты, андезиты, базальты и трахиандезиты, участвующие в строении единых тел и часто различающиеся только по результатам химического анализа.

В пределах района комплекс представлен малым телом умереннокислого состава площадью около 1 км<sup>2</sup> и дайками, расположенными на правом берегу р. Нинни, вблизи восточной границы района. Для даек установлено северо-восточное простирание. Здесь породы предположительно прорывают диоритоиды раннекембрийского возраста и сами прорываются дайками диорит-порфиринов амуро-станового комплекса раннего мела.

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

Андезиты, базальты – темно-серые, до черных, иногда с зеленоватым оттенком порфиновые породы с интерсертальной, гиалопилитовой, иногда офитовой структурой основной массы. Иногда имеют шаровидную, скорлуповатую отдельность. Вкрапленники размером 1–5 мм (15–55 %) представлены зональным андезином, андезин-олигоклазом № 25–45 (35–60 %), авгитом (10–45 %), роговой обманкой (5–10 %), изредка биотитом. Основная масса состоит из плагиоклаза (до 45 %), пироксена (до 5 %), хлоритизированного вулканического стекла (5–10 %), реже – роговой обманки и биотита. Вторичные минералы – карбонат, хлорит, эпидот, серицит, кварц, альбит. Аксессуары – апатит, сфен, циркон, ортит, ильменит, магнетит.

Дацинты – светло-, зеленовато-, сиреневато-, коричневатые порфиновые породы. Вкрапленники (15–60 %) 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. Аксессуары – апатит, циркон, сфен, магнетит. Новообразования аналогичны описанным для андезитов.

Породы являются умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистыми ( $al^1=0,88-3,15$ ). Значение коэффициента увеличивается от базальтов к дацитам. Образования принадлежат нормальному ряду K-Na и Na серий ( $Na_2O/K_2O=3,9-9,5$ ). Индекс ASI составляет 1,11–1,20. Тренды распределения РЗЭ свидетельствуют о неравномерной деплетированности в отношении РЗЭ. Отношение  $(La/Yb)_n$  составляет 5,13–15,45, увеличиваясь от базальтов к дацитам. В породах резко проявлена отрицательная европиевая аномалия  $Eu/Eu^*=0,16-0,30$ .

Rb/Sr соотношение составляет в породах 0,01–0,20 при  $Sm/Nd=0,18-0,22$ ,  $Ba/Sr=0,17-1,58$  и  $Ni/Co=1,12-6,21$ . Индикаторные соотношения свидетельствуют о коровой природе пород. Достаточно высокое максимальное значение последнего коэффициента может свидетельствовать о присутствии в породах мантийной составляющей. 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 Rb–Sr  $(Ce/Yb)_n-Ce_n$  указывает на образование этих пород путем плавления кварцевых эклогитов.

Большинство фигуративных точек составов пород попадает в единые поля с породами талданской свиты, 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 [29]. В петротипической местности комплекс был расчленен на пять фаз. В районе установлены породы двух первых фаз. Ранее породы выделялись в комплекс аналогичного состава без собственного названия и относились к раннему мелу [48].

*Первая фаза.* Диориты ( $\delta K_1 b_1$ ), кварцевые диориты ( $q\delta K_1 b_1$ ) преобладают среди образований комплекса, слагая северное окончание крупного Елнинского массива, расположенное в крайней юго-восточной части района и два небольших, вытянутых в северо-восточном направлении тела на правобережье р. Нинни, вблизи восточной границы территории. Выходы пород отчетливо приурочены к участкам развития покровных образований талданской свиты. В северной части района расположены четыре выхода разных размеров, прорывающих и ороговиковывающих [46] среднеюрские отложения амканской и курнальской свит. Площадь распространения пород фазы составляет около 80 км<sup>2</sup>.

В пределах Елнинского массива отмечается некоторая зональность строения. Большая его часть сложена массивными средне-крупнозернистыми породами. В зоне экзоконтакта на расстоянии до 500 м проявляются гнейсовидные текстуры. Гнейсовидность также отмечена вблизи зон разломов. Кроме того, в пределах массива достаточно часто отмечаются мелкие шлировидные выделения диоритов мелкозернистого сложения [48]. Мелкие тела сложены массивными породами.

Елнинский массив достаточно четко фиксируется в аэромагнитном поле положительным фоном интенсивностью 50–150 нТл с единичной аномалией более высокой интенсивности.

Диориты – серые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфно- и призматическизернистой структурами. Сложены андезином № 44–46 (40–70 %), роговой обманкой (20–25 %), калиевым полевым шпатом (5–7 %), кварцем (до 5 %) и незначительными количествами биотита. Аксессуарная минерализация представлена, цирконом, апатитом, сфеном и рудным минералом. Развиты вторичные хлорит и эпидот. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, частично замещен серицитом и пелитовым материалом. Диориты шлировых обособлений отличаются более мелкозернистым сложением, повышенным (до 30 %) содержанием роговой обманки и отсутствием биотита. Структура их порфиоровидная из-за наличия отдельных зерен роговой обманки и кварца размером 2–3 мм.

Кварцевые диориты отличаются повышенными (до 12 %) содержаниями кварца.

С породами фазы пространственно и парагенетически связаны адуляр-кварцевые и кварцевые метасоматиты, развитые в нижнем течении р. Елна и наложенные на образования талданской свиты. Эти метасоматиты обладают промышленной золотоносностью.

*Вторая фаза.* Гранодиориты ( $\gamma\delta K_1 b_2$ ) развиты незначительно и слагают три небольших штокообразных тела, пространственно приуроченных к северо-восточной части площади развития диоритов первой фазы. При этом один шток расположен в пределах развития гранитов зейско-

депского комплекса раннего кембрия. В дистанционных материалах гранодиориты не выражены.

Гранодиориты петрографически подобны диоритам первой фазы, отличаясь повышенными (до 12–20 %) содержаниями кварца и (до 10–12 %) калиевого полевого шпата. Входящий в состав гранодиоритов плагиоклаз имеет более кислый (№ 32–35) состав. В породах преобладают гипидиоморфнозернистые структуры [48].

Петрохимически породы комплекса принадлежат к K-Na серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,76\text{--}2,74$ ) нормального ряда, являются высоко- и весьма высокоглиноземистыми ( $\text{al}^1=1,13\text{--}2,55$ ). Индекс ASI составляет 1,00–2,82. Для пород характерны высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,92–19,32 %). Диориты и кварцевые диориты по сравнению со средним составом аналогичных пород (средних) преимущественно обеднены высокоразрядными: Y (7–29 г/т), Th (2–5 г/т), U (0,052–1,86 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), в т. ч. P3Э: 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 них 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) и крупноионных литофильных: Cs (0,5–3,23 г/т), Ba (129–1 108 г/т), Sr (113–973 г/т) элементов и Pr (1,92–9,44 г/т). Гранодиориты по сравнению со средним составом кислых пород обеднены высокоразрядными: Y (9–29 г/т), Th (8–18 г/т), U (2–4 г/т), Pb (12–21 г/т), Zr (6–244 г/т), Hf (0,25–4,29 г/т), Nb (4–13 г/т), в т. ч. P3Э: La (16–32 г/т), Ce (39–69 г/т), Pr (4–6 г/т), Nd (15–29 г/т), Sm (2–5 г/т), Eu (0,47–0,82 г/т), Gd (3–5 г/т), Tb (0,29–0,56 г/т), Ho (0,28–0,69 г/т), Er (0,83–2,87 г/т), Tm (0,07–0,35 г/т), Yb (0,74–3,19 г/т), Lu (0,06–0,37 г/т) элементами. Содержания транзитных: Sc (6–14 г/т), Cr (61–110 г/т), Co (7–13 г/т), Ni (20–50 г/т), Zn (65–96 г/т) и крупноионных литофильных: Cs (5–9 г/т), Ba (395–1 329 г/т), Sr (99–451 г/т) элементов превышают средние значения для кислых пород. Тренды распределения P3Э в породах комплекса имеют сходный характер, соотношение  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  в диоритах составляет 6,33–12,76, в гранодиоритах – 6,89–16,92. В породах неравномерно проявлена отрицательная европиевая аномалия  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,09\text{--}0,59$ .

Диориты комплекса характеризуются значениями Rb/Sr соотношения 0,02–1,23, в гранодиоритах значение этого коэффициента составляет 0,2–3,17. Sm/Nd индекс в породах комплекса изменяется в интервале 0,15–0,21 и не зависит от состава породы. Ba/Sr соотношение в диоритах составляет 0,13–8,6, в гранодиоритах – 1,33–13,48. Коэффициент Ni/Co в диоритах равен 0,56–9,94, в гранодиоритах – 2,89–4,91. Значения указанных индексов, кроме Sm/Nd, свидетельствующего о коровой природе пород, не дают однозначного ответа об источниках вещества для их формирования. Реконструкция геодинамической обстановки формирования пород с помощью диаграммы Дж. Пирса Rb–(Y+Nb) однозначно позволяет отнести их к образованиям островных дуг и активных континентальных окраин. Диаграмма Г. Б. Ферштатера Rb–Sr определяет исходными расплавами для пород комплекса толеитовую континентальную островодужную и орогенную андезитовую магмы. Положение составов пород на диаграмме  $(\text{La}/\text{Yb})_n\text{--}\text{Ce}_n$  указывает на их образование путем плавления амфиболитов.

Возраст буриндинского комплекса в пределах района определяется его активным воздействием на осадочные породы багоносской свиты, что отмечалось на водоразделе Ахил–Кан–Джигдали [48]. Предполагаемая нами связь адуляр-кварцевых и кварцевых метасоматитов, наложенных на породы талданской свиты с диоритами первой фазы комплекса, позволяет предполагать их активное воздействие на вулканы. Верхняя возрастная граница определяется залеганием на диоритах озерно-аллювиальных отложений сазанковской свиты раннего неогена. Определение возраста диоритов Елнинского массива 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 района на правом берегу р. Нинни, определенный аналогичным методом, составил  $127\pm 3$  млн лет. Последняя проба содержит цирконы  $2\ 349\pm 25$  млн лет, что может свидетельствовать о присутствии в породах раннепротерозойского протолита. На основании изложенного принят раннемеловой возраст буриндинского комплекса.

**Ниннинский комплекс ультрабазит-базитовый** выделяется впервые по результатам ГДП-200 и включает в себя габбро, монцогаббро, габбродиориты ( $\text{vK}_1n$ ) и ультрабазиты нерасчлененные ( $\Sigma\text{K}_1n$ ). В составе комплекса резко преобладают габброиды, ранее включавшиеся в состав позднепалеозойского комплекса габбро-плагиогранитового без собственного названия, ультрабазиты установлены впервые.

Тела габброидов площадью до  $7,5\text{ км}^2$  преимущественно развиты на водоразделе Нактани-правые притоки р. Деп (Кайла, Прав. Неупокоевский, Лев. Неупокоевский, Прав. Таксан). Три тела расположены в бассейне руч. Обещающий и одно – в месте слияния рек Алла и Долбырь. Площадь распространения габброидов составляет около  $20\text{ км}^2$ . Кроме того, линией скважин

габбро ранее были установлены в долине р. Дел, вблизи впадения в нее р. Долбырь. Все массивы габброидов локализованы в пределах развития диоритов зейско-делпского комплекса раннего кембрия. Прорывание габброидами диоритов наблюдалось при ГДП-200 в элювиально-делювиальных развалах в верховьях р. Нинни (лист N-52-XXII). Вблизи зон разломов разных направлений габброиды незначительно катаклазированы.

Основным картировочным признаком габброидов являются абсолютная их внешняя свежесть, четкие зернистые массивные текстуры и частая вкрапленность в них не подверженного лимонитизации пирита.

Массивы габброидов хорошо выражены в аэрогеофизических полях. В магнитном поле участку наибольшей концентрации тел габброидов соответствует изрезанное магнитное поле интенсивностью до 250 нТл. В поле силы тяжести этим же телам соответствует положительная аномалия интенсивностью 6 мГал. Смещенность аномалии силы тяжести от выхода на поверхность габброидов в северо-восточном направлении свидетельствует о погружении массива базитов в этом направлении и о принадлежности разрозненных на поверхности выходов единому на глубине массиву. Подобным образом небольшой по площади массив габбро, расположенный на водоразделе Лев. Таксан–Долбырь, при погружении на восток может выражаться положительной аномалией силы тяжести интенсивностью 10 мГал, приуроченной в плане к району устья р. Долбырь. На отдельных участках развития габброидов широким распространением, в отличие от вмещающих их диоритов зейско-делпского комплекса, пользуются глыбовые развалы, выражающиеся на МАКС светло-серым пятнистым фототонном.

Ультрабазиты нерасчлененные слагают одно тело площадью около 0,5 км<sup>2</sup>, расположенное на левом борту р. Нинни, в междуречье Елна–Джигдали. Тело приурочено с юга к Нинни-Сагаанскому разлому и к ниннинскому комплексу отнесено с некоторой долей условности. Нельзя исключать его протрузивную природу. Положению тела в плане соответствует локальная магнитная аномалия интенсивностью 400 нТл. Предполагается прорывание ультрабазитами отложений аякской свиты среднеюрского возраста.

Габбро – средне-, реже крупнозернистые темно-серые пятнистые породы с массивной или полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос лейко- и меланократового состава. Для массивных разностей свойственна габбровая структура, для катаклазированных – катакластическая [46]. Минералогический состав: роговая обманка (до 60 %), геденберgit и диопсид (до 60 %), лабрадор № 50–60 (20–60 %). Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, эпидотом, серицитом, кварцем. В качестве аксессуарных в породе присутствуют магнетит, циркон, апатит, ильменит, лейкоксен, сфен [25, 46].

Наличие умереннощелочных разновидностей габбро в районе подтверждается наличием в породе синевато-зеленой роговой обманки с редкими пойкилитовыми зёрнами апатита [25].

Габбродиориты внешне сходны с габбро, обладают габбровой с элементами пойкилитовой, реже призматическизернистой структурой. В катаклазированных разностях структура цементная с элементами бластической [25]. Главными минералами являются: роговая обманка (25–40 %), гиперстен (до 20 %), моноклинный пироксен (до 10 %) и андезин № 37–40 (50–70 %). В незначительных количествах содержатся биотит, кварц, рудный минерал, апатит и циркон. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом и кальцитом [16, 25].

Ультрабазиты нерасчлененные – темные с зеленоватым оттенком крупнозернистые породы, сложенные, преимущественно, оливином и ромбическим пироксеном с небольшим количеством полевого шпата. Среди этих пород встречаются темно-зеленые стекловатые, мылкие на ощупь серпентиниты массивной текстуры с петельчатой, участками поперечно-волокнистой структурой. На 95–98 % они состоят из серпентина. Кроме него отмечается сфен (до 3–4 %). Вторичные минералы представлены лимонитом и гематитом.

При проведении ГДП-200 на площади листа N-52-XXII была установлена принадлежность габброидов к умеренноглиноземистым породам Na серии нормального ряда и их низкая калиево-сть, увеличивающаяся в монцогаббро.

Так же в габброидах была установлена платина в количестве до 0,98 г/т. В пределах района к габброидам пространственно приурочены вторичные ореолы рассеяния никеля. В породах ультраосновного состава проявлена серпентинизация и отмечаются находки хризотил-асбеста.

В пределах листа N-52-XXII при проведении ГДП-200 уран-свинцовым методом по цирконам был определен в  $112 \pm 3,8$  млн лет возраст габбро. Наряду с этим габбро содержат цирконы с возрастaми  $526 \pm 14$ ,  $767 \pm 35$ ,  $832 \pm 36$ ,  $1\ 830 \pm 46$  и  $2\ 044 \pm 33$  млн лет. Датировка  $526 \pm 14$  млн лет соответствует возрасту диоритов зейско-делпского 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.

**Амуру-становой комплекс гипабиссальных малых интрузий пестрого состава** впервые выделен под таким названием при проведении ГДП-200 листа N-51-XVII В. В. Кошеленко [28]. В районе комплекс представлен дайками диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов ( $\delta\text{лK}_1\text{as}$ ), спессартитов ( $\chi\text{K}_1\text{as}$ ), гранодиорит-порфиринов ( $\gamma\delta\text{лK}_1\text{as}$ ) и гранит-порфиринов ( $\gamma\text{лK}_1\text{as}$ ). Дайки неотчетливо приурочены к зоне Нинни-Сагаянского разлома и имеют преимущественно северо-западное простирание. На правом берегу р. Елна вблизи восточной границы района по элювиально-делювиальным развалам установлено северо-восточное простирание даек. Дайки закартированы, преимущественно, среди палеозойских образований Гагско-Сагаянской зоны и в диоритах Зейско-Депского массива, такие породы встречаются и среди вулканогенных образований талданской свиты раннемелового возраста. Предполагается, что дайки прорывают указанные породы. В бассейне руч. Обещающий в коренном залегании установлено прорывание дайкой диорит-порфирита отложений имачинской свиты [46].

Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты являются наиболее распространенными породами комплекса в районе. Макроскопически различаются серые мелкозернистые однородные породы без порфировых вкрапленников (микродиориты?) и порфировые породы. Первые имеют призматическзернистую структуру, вторым свойственна полнокристаллически-порфировая структура [13]. Вкрапленники преимущественно представлены зональными кристаллами олигоклаза № 25–30, андезина № 38–48 и роговой обманки, реже отмечается биотит, крайне редко – диопсид [35]. Для кварцевых диорит-порфиринов характерно наличие округлых вкрапленников кварца [46].

Спессартиты отличаются игольчатой формой вкрапленников роговой обманки. Основная масса мелкозернистая или микролитовая, иногда андезитовая, нередко – слабофлюидальная. Крайне редко отмечается диабазовая основная масса, сложена плагиоклазом, в подчиненных количествах содержатся кварц, роговая обманка и пироксен [13, 35]. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, кальцитом и цеолитами, акцессорные – магнетитом, апатитом и пиритом [35].

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 [46].

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

Возраст амуру-станового комплекса принят раннемеловым, исходя из многочисленных наблюдений геологических взаимоотношений и изотопных определений возраста аналогичных пород в других районах региона.

## ТЕКТОНИКА

Территория листа охватывает части трех крупнейших структур: Западно-Становой складчато-блоковой системы, Амуро-Охотской складчато-надвиговой системы и Аргуно-Мамынского массива. **Западно-Становая складчато-блоковая система (ЗССБС)** представлена Усть-Гилуийским блоком. Территория **Амура-Охотской складчатой системы (АОСС)** в пределах листа относится к Зея-Тунгалинской и Унья-Бомской структурно-формационным подзонам (СФЗ) Западно-Джагдинской структурно-формационной зоны (СФЗ). **Аргуно-Мамынский массив (АММ)** представлен Октябрьским блоком, на структуры которого наложены Гагско-Сагайская СФЗ и Депский наложенный прогиб (НП).

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

В пределах блока выделено две формации, составляющие единый *раннеархейский структурный этаж* (СЭ). Образования СЭ представлены гнейсово-амфиболитовой и плагиогранитовой формациями и сохранились в виде остатков кровли Усть-Гилуийского массива диоритов обкинского комплекса. Первая формация представлена образованиями мотовинской свиты, вторая – палингенно-анатектоидными гранитоидами древнестанового комплекса. О внутреннем строении СЭ сказать что-либо определенное трудно, в виду небольших размеров ксенолитов и плохой обнаженности. Для гнейсово-амфиболитовой формации характерно субширотное простираие с крутыми (до 65°) углами падения кристаллизационной сланцеватости в северном направлении. Подобным образом залегает и гнейсовидность в породах плагиогранитовой формации.

Остальные формации ЗССБС являются продуктами мезозойского *этапа тектоно-магматической активизации*. Здесь в ранней–средней юре была сформирована диорит-гранодиоритовая формация, представленная юго-восточным окончанием Усть-Гилуийского массива. Состав пород формации свидетельствует о ее формировании в островодужную стадию с частными случаями субдукции. Повсеместно проявленная прототектоническая полосчатость свидетельствуют о север-северо-восточном погружении массива под углами 40–80°. Массив достаточно четко фиксируется изрезанным положительным магнитным полем интенсивностью до 300 нТл.

Магматическая активизация в пределах Усть-Гилуийского блока завершилась формированием гранитовой формации позднеюрского возраста, представленной породами второй фазы джалонского комплекса, слагающими Сирикий массив. Основной выход гранитов на поверхность окружен многочисленными мелкими сателлитами и, по-видимому, представляет на глубине единое тело, предположительно погружающееся в северных румбах. Относительно пологое погружение массива предопределило его невыраженность в геофизических полях. Состав гранитов свидетельствует о становлении формации в условиях коллизии. С гранитами предположительно связаны контрастные вторичные ореолы и потоки рассеяния золота.

**Зея-Тунгалинская СФЗ Западно-Джагдинской СФЗ** Амуро-Охотской складчатой системы в пределах района имеет двучленное строение. В ее пределах выделены раннепалеозойский и условно среднепалеозойский СЭ, образования которых подвержены локально проявленной тектоно-магматической активизации в мезозое.

*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 простираия образования формации, предположительно, имеют призматическую форму. Сложенный породами формации блок рассечен разрывными нарушениями северо-восточной ориентировки, наиболее крупным из которых является Деп-Огоронский, на три блока. Данные о внутреннем строении формации

крайне скудны из-за сильной заболоченности площади ее распространения. В береговых обнажениях р. Долбырь установлена серия сопряженных складок, близкой к симметричной формы. Углы падения пород на их крыльях составляют 50–70°, размах крыльев не превышает 0,8 км. Складчатость подчеркивается выходами характерных для формации метаморфизованных вулканитов пестрого состава. В обнажениях правого борта р. Дёп породы формации погружаются на юг под углами до 20°. По элювиально-делювиальным развалам предполагается развитие в образованиях формации поперечных к основным складок с северо-восточным (30–50°) простиранием осевых плоскостей. Наиболее хорошо такая складчатость проявлена в долине р. Долбырь. Химический состав вулканогенных составляющих формации позволяет считать их образовавшимися в островодужных условиях с признаками присутствия унаследованной субдукционной компоненты. Вероятнее всего, породы формировались из материала неистощенной мантии. Состав первично осадочных составляющих формации свидетельствует об их накоплении 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* пользуется наиболее широким распространением в районе и образован породами алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит, объединенными в терригенно-вулканогенно-карбонатную формацию. Породы формации развиты в виде полосы северо-восточного простирания, протягивающейся через всю территорию. С севера распространение формации ограничено Тында-Уньинским шарьяжем, по которому на образования формации надвинуты терригенные образования Унья-Бомской подзоны. Южной границей вблизи западной границы района является зона Южно-Тукурингского разлома, далее – надвиг, ограничивающий с севера распространение пород раннепалеозойского СЭ. Площадь распространения пород формации насыщена разрывными нарушениями различной ориентировки, из которых четко выделяется три системы разломов. Преобладают нарушения субширотного северо-западного и северо-восточного направлений. Меньшим развитием пользуются разломы субмеридионального направления.

Внутренняя структура формации отличается исключительной сложностью, и расшифровка ее в условиях плохой обнаженности практически невозможна. Выделенный ранее Джагдинский антиклинорий имеет гипотетический характер, и его структура в целом не соответствует строгому определению термина. Собранный за многие десятилетия фактический материал позволяет отнести данную форму к сложной складчато-надвиговой (чешуйчатой) структуре. Характеризуемые 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.

Верхнедолбырьская антиклиналь протягивается из верховьев р. Алла до водораздела Долбырь–Анегдан на расстояние около 22 км. Простирание осевой поверхности складки на водоразделе Алла–Долбырь является субширотным, на остальной части – северо-западным. По простиранию складка ограничена разломами северо-восточного простирания. В западной части структура нарушена субмеридиональным разрывным нарушением, приуроченным к долине р. Алла. Ядро антиклинали подчеркивается выходами пород нижнеалгаинской подсвиты среди образований верхнеалгаинской и выходами базальтов метаморфизованных в разрезе последней. Предполагается погружение ядра складки в юго-восточном направлении. Антиклиналь является асимметричной, углы падения пород в пределах ее юго-западного крыла составляют 30–60°, северо-восточного – 30–40°. В северо-восточном ее крыле намечается синклинальная складка второго порядка. Крылья структуры срезаны разломами северо-западного простирания.

Аленграинская синклиналь проявлена в породах теплоключевской свиты и протягивается на 22 км в юго-восточном направлении от западной границы района до верховьев р. Тыгикит. Осевая поверхность структуры приурочена к левому борту руч. Аленгра и подчеркивается выходами протяженных горизонтов известняков мраморизованных. Складка по форме близка к симметричной, углы падения пород в ее крыльях составляют 40–52°.

Кунаканская антиклиналь в плане сменяет к юго-западу Аленграинскую синклиналь. Она прослежена по выходам пород верхнеалгаинской подсвиты в отложениях гармаканской свиты на 20 км от западной границы района до левобережья р. Алла, где структура срезается зоной Дёп-Огоронского разлома. Складка также близка к симметричной, углы погружения ее крыльев составляют 55–65°, шарнир ее по простиранию ундулирует под углами до 10–12°.

Южная синклиналь с некоторой долей условности прослежена по замерам слоистости в породах гармаканской свиты и верхнеалгаинской подсвиты в субширотном направлении через весь лист. На отдельных участках ядро складки подчеркивается формами выходов пород гар-

маканской свиты и метаморфизованных базальтов верхнеалгаинской подсвиты. Прерывистость выходов терригенных образований гармаканской свиты по простиранию структуры свидетельствует об ундуляции ее шарнира. Углы падения пород в крыльях складки составляют 35–80°. Южное крыло складки срезано разломами, ограничивающими развитие пород формации с юго-запада.

Для всех охарактеризованных складчатых структур первого порядка характерна запрокинутость в северном направлении под углами 40–50°, что подтверждается односторонней вергентностью осевых плоскостей мелких складчатых форм и плоскостей кливажа [31].

В пространстве между осевыми поверхностями трех последних складок по разрозненным замерам слоистости установлено развитие резко различных по масштабам складок. Непосредственно в коренном залегании доступны для наблюдений только мелкие складки, переходящие в пloyчатость. 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 пликвативных структур.

Отмечается несколько различная степень складчатых деформаций в разных стратиграфических подразделениях формации. Так, породы слагающей нижнюю часть формации алгаинской свиты отличаются относительно простой складчатостью. Они собраны в нормальные линейно-вытянутые складки, амплитуда которых варьирует от 50 до 500 м при углах падения крыльев 30–50°. Складчатость более высоких порядков, гофрировка и пloyчатость не характерны и встречаются очень редко. Интенсивно проявлен слоевой кливаж, причем четко устанавливается совпадение кристаллизационной сланцеватости с первичной слоистостью [46].

Складчатые структуры гармаканской и теплоключевской свит отличаются большей сложностью. Фиксируются множественные складки высоких порядков, осложненные гофрировкой и пloyчатостью. Мелкая складчатость отличается исключительным разнообразием, форма складок и масштаб их проявления зависит от литологического состава пород. Скрупулезное 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 их существенно алевролитовым (более 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 наиболее 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, и они являются наложенными по отношению к главным и проявлены также достаточно широко. Развитие складчатых форм последней группы косвенно подтверждает возможность наличия в пределах формации перекрестных складок, форма и размеры которых не установлены.

Указанные складчатые формы терригенно-вулканогенно-карбонатной формации обнаруживают тенденцию к погружению в юго-восточном направлении, что отмечалось и ранее проведенными работами [16, 25, 46, 47].

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

Для пород условно среднепалеозойского СЭ характерна повсеместная проявленность кливажа двух типов. Кливаж осевой плоскости развит преимущественно в породах гармаканской свиты и ориентирован практически параллельно осевым плоскостям складок, а наклон его плоскости очень близок к углам наклона их 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. 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 [47]. Возможно, что

данный тип кливажа 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 (алгаинская свита) содержит в своем разрезе метаморфизованные базальты, трахибазальты и андезибазальты, 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 вулканическими дугами и с активными континентальными окраинами. Для данной части формации характерен флишеидный тип переслаивания алевролитов и песчаников. Верхняя часть формации (тепноключевская 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 вулканическими дугами за счет сноса материала преимущественно кислых магматических образований, содержащих примесь более основных пород. Формирование пород могло происходить в непосредственной близости от зон спрединга.

На породы терригенно-вулканогенно-карбонатной формации в юре была наложена базальт-риолитовая формация, сформированная из вещества неистощенной мантии в пределах вулканических дуг, представленная малыми телами тунгалинского комплекса. Эти образования слагают в районе три небольших дайкообразных тела, расположенные на левобережье р. Деп. Наиболее широко аналогичные образования развиты на сопредельной с востока территории листа N-52-XXII. 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 пород в пределах района может свидетельствовать и о более широком распространении здесь образований базальт-риолитовой формации. Возможно, эти породы слагают слепые тела или не выявлены из-за очень плохой обнаженности территории.

В геофизических полях образования Зeya-Тунгалинской СФпЗ не выражены, что связано, скорее всего, с ее чешуйчатым строением.

**Унья-Бомская СФпЗ Западно-Джагдинской СФЗ** Амуро-Охотской складчатой системы располагается в северной части района и в плане разграничивает образования Усть-Гилуйского блока ЗССБС и Зeya-Тунгалинской подзоны АОСС. В целом образования подзоны с юга и севера ограничены зоной Тынды-Уньинского шарьяжа и находятся в аллохтонном залегании на породах Усть-Гилуйского блока с севера и Зeya-Тунгалинской подзоны с юга в виде тектонического покрова. Покров нарушен разломами северо-восточного и субмеридионального направлений.

Образования СФпЗ выделены в *юрский СЭ*, образованный флишевой, песчаниково-алевролитовой и базальт-дацитовый формациями.

Флишевая (турбидитовая) формация представлена терригенными отложениями амканской свиты и слагает в плане преимущественно северную часть выходов на поверхность образований Унья-Бомской СФпЗ. Этой формацией также сложен блок, сдвинутый по зоне Деп-Огоронского разлома на юго-запад в бассейне р. Хогде-Джугдагын. Внутренняя структура формации представляется в виде запрокинутой к югу под углами 45–60° складки, осложненной пликативными структурами более высоких порядков. Вблизи зон Тынды-Уньинского шарьяжа на породы наложено интенсивное смятие и рассланцевание, что в значительной мере затушевывает их первичную складчатую структуру [46]. В верховьях р. Мал. Десс установлены сопряженные синклинальная и антиклинальная складки северо-западного простирания с погружением крыльев под углами 20–80°. Северное крыло складки характеризуется более крутыми углами погружения. Замеры залегания шарниров мелких складок в этом районе также подтверждает развитие здесь складок северо-восточного простирания. Формирование складок во флишевой формации вероятно связано со сжатием поперек простирания Тынды-Уньинского шарьяжа. Химический состав пород формации свидетельствует о накоплении осадков в бассейнах, сопряженных со зрелыми островными дугами. На возможность накопления осадков в бассейнах, связанных с окраинно-континентальными магматическими дугами, указывает целый ряд ва-



риационных диаграмм. Формирование осадков формации вблизи вулканических дуг подтверждает наличие в песчаниках обломков эффузивных пород. Формация формировалась за счет сноса преимущественно кислых магматических образований со значительной примесью пород 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. Породами формации сложено лежащее крыло запрокинутой на юг антиклинали. Формация на современном уровне изученности представляется смятой в складки подобные развитым в турбидитовой. Эти структуры закартированы в верховьях р. Мал. Декэ-Джугдагын. Размах крыльев складок, погружающихся под углами 30–50°, составляют 1–1,5 км. Характерной чертой является то, что Тында-Уньинский шарьяж срезает складки практически перпендикулярно.

Базальт-дацитовая формация в пределах подзоны представлена субвулканическими образованиями впервые выделенного дессовского комплекса. Породы формации пространственно связаны со среднеюрскими осадками амканской и курнальской свит. В разрезе они приурочены к подошве Тында-Уньинского надвига и образуют отдельные тела в породах турбидитовой и нижнемолассовой формаций. Предполагается их субсогласное залегание в среднеюрских образованиях и субпластовая (силлоподобная) форма сложенных ими тел. Последнее подтверждается единичными замерами флюидалности в породах базальт-дацитовой формации.

Базальтоиды, предположительно, сформированы из корово-мантийного вещества в пределах внутриокеанических вулканических дуг. Со становлением комплекса связывается образование кварцитов метасоматических, обладающих повышенной золотоносностью, которые ранее часто считались частями разрезов условно среднепалеозойских образований. Наиболее перспективными в отношении золоторудной минерализации являются окварцованные и альбитизированные (до альбититов) породы, связываемые со становлением формации.

**Октябрьский блок** Аргуно-Мамынского массива характеризуется наиболее пестрым составом слагающих его пород и достаточно длительной историей формирования.

Наиболее древними в пределах структуры породами являются образования *позднерифейско-раннекембрийского СЭ*. В состав этажа включены осадочные образования, условно относимые к туранской серии позднего рифея, и магматиты, впервые выделяемого зейско-депского комплекса раннего кембрия.

Осадочные образования слагают в пределах района ксенолиты, часто не выражающиеся в масштабе карты, в гранитах третьей фазы 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 в пределах района сложена часть Зейско-Депского массива, ранее называвшегося Пиканским. Название массива изменено с учетом его региональных размеров и правила приоритета, именно такое его название использовалось при проведении мелкомасштабных работ в 40–50-е годы двадцатого века. Массив протягивается в субширотном северно-западном направлении через всю территорию района, четко приурочен с юга к зоне Южно-Тукурингского разлома и погружается согласно с разломом в южных румбах под умеренными углами. Последнее подтверждается геофизическими данными. Породы формации также слагают в пределах района западное окончание Сагаянского массива, расположенного на левобережье р. Елна, в юго-восточной части района. Массивы отделены друг от друга зоной Нинни-Сагаянского разлома, что ранее являлось основанием для их отнесения к разным комплексам. Изучение химического состава пород массивов и определение их возраста в пределах листа N-52-XXII 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. Химический состав пород формации позволяет связать их формирование 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 кварцито-терригенной формацией омутнинской свиты и терригенно-карбонатной, сложенной породами большеверской, имачинской и ольдойской свит. В плане формации развиты совместно и слагают территорию бассейна р. Гага и тектонический блок, приуроченный с севера к

Нинни-Сагаянскому разлому, протягивающийся из долины руч. Неупокоевский до восточной границы листа. В бассейне р. Гага породы этажа слагают синклинальную складку, южное крыло которой срезано Деп-Огоронским (Ольгинским) разломом. Углы падения пород в крыльях структуры составляют 24–80°, а сами крылья осложнены складками более высоких порядков. Морфология пликтивных структур не выяснена. Структура этажа в пределах тектонического блока расшифровке не поддается из-за плохой обнаженности. Образования СЭ были сформированы в условиях пассивной континентальной окраины и, возможно, позднее шарьированы в современное место расположения.

Более поздними являются образования *карбово-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 слагают два тектонических блока, пространственно совмещенных с выходами терригенно-карбонатной формации силурийско-девонского СЭ. Большой по площади блок, протягиваясь в юго-восточном направлении из верховьев р. Кайла до правобережья нижнего течения р. Нинни, примыкает с севера к выходу пород терригенно-карбонатной формации силурийско-девонского СЭ. В бассейне р. Гага и на ее водоразделе с р. Кайла находится еще один выход формации. Он ограничен от образований силурийско-девонского СЭ разломами северо-западного простирания и, возможно, имеет аллохтонное залегание. Внутренняя структура большего по площади выхода формации по имеющимся данным представляется погружающейся в северном направлении под углами 20–45° моноклинально. В бассейне р. Гага породы формации слагают ограниченную разломами северо-западного простирания синформу с углами падения крыльев 60–70°. К основаниям выходов формации на поверхность неотчетливо приурочены выходы пачек пород существенно вулканогенного состава. 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 отложениям свиты отнесены породы, насыщенные вулканогенными образованиями пестрого состава, геохимически отвечающими образованиям активной континентальной окраины. Поэтому необходимо дополнительное изучение указанных пород и, возможно, выделение самостоятельного структурного и, вероятно, стратиграфического подразделения.

Гранит-гранодиоритовая формация представлена небольшими по площади выходами массивов интрузивных пород в пределах Зейско-Депского массива и пород, отнесенных к типаринской свите. Образования формации, вероятнее всего, слагают штокоподобные тела. В зонах их экзоконтакта в диоритоидах позднерифейско-раннекембрийского СЭ развиты ореолы березитизированных пород с аномальными содержаниями золота. Геодинамическая природа гранитоидов определяется как островодужная, а индикаторные соотношения элементов позволяют отнести породы к окраинно-континентальным образованиям.

Тектоническое развитие Октябрьского блока продолжилось формированием наложенного Депского прогиба, выполненного породами *позднетриасово-среднеюрского возраста*, взаимоотношения которых считаются несогласными. В нижней части разреза прогиба залегает песчаниково-алевролитовая (флишоидная) формация, образованная породами калахтинской свиты. Формация выходит на поверхность преимущественно на левобережье р. Деп, где несогласно перекрыта юрскими и меловыми стратифицированными образованиями. Породы формации погружаются в северных румбах, и в них установлены осложняющие складчатые формы второго порядка с размахом крыльев до 2 км. Углы падения пород в крыльях складок составляют 15–45°. Формирование формации, на наш взгляд, происходило в условиях окраинного моря.

Выше по разрезу флишоидная формация сменяется согласно залегающей песчаниково-конгломератовой (нижнемолассовой) формацией окраинного моря, сложенной породами малокалахтинской и наптаргинской свит позднего триаса. Породы формации занята значительная территория в долине р. Деп. Внутреннее строение формации представляется моноклинально с северо-западным погружением слоев под углами 20–50°. Строение формации нарушено разломами сбросового характера северо-восточного простирания. По одному из этих разломов породы формации приведены в соприкосновение с отложениями кварцито-терригенной формации, сложенной породами омутнинской свиты силура.

Завершающими разрез Депского прогиба являются среднеюрские отложения багоносской и аякской свит, выделенные в песчаниково-конгломератовую (верхнемолассовую) формацию окраинноморского происхождения. В нижней части формации развиты конгломераты, свидетельствующие о перерыве в осадконакоплении в пределах Депского прогиба. Отложения формации в плане развиты в юго-западной и юго-восточной частях района. В юго-западной части

породами формации сложена синклиальная структура субмеридионального простирания. Углы падения крыльев структуры составляют 20–30°, на левобережье р. Деп в долине руч. Двойной зафиксировано центриклинальное замыкание структуры. Внутреннее строение формации в юго-восточной части района не выяснено из-за интенсивной заболоченности территории.

Более молодые образования Октябрьского блока отнесены к формациям *этапа тектономагматической активизации*, произошедшей в раннем мелу. В юго-восточной части района выделена андезито-дацитовая формация, сложенная породами талданской свиты и одноименного субвулканического комплекса. Выходы формации четко приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного простирания, а в юго-западном направлении протягиваются за пределы района на значительное расстояние. Порода формации несогласно залегают на отложениях верхнемолассовой формации Деспского прогиба и более древних породах. В приустьевой части р. Елна установлено прорывание пород формации диоритоидами буриндинского комплекса. Внутреннее строение формации представляется в виде субгоризонтально залегающих вулканитов и вулканогенно-осадочных пород. В последних локализованы кварцевые и адуляр-кварцевые золотоносные метасоматиты пункта минерализации Ахил-Кан, выявленного в процессе проведения ГДП-200 и представляющего собой объект, заслуживающий постановки поисковых работ. Формация по особенностям состава отнесена к образованиям активной континентальной окраины.

Пространственно с последней формацией связаны выходы диоритов и гранодиоритов буриндинского комплекса, отнесенных к диорит-гранодиоритовой формации. Этими породами сложена северная часть крупного Елнинского массива, расположенного южнее района. Массив имеет, по-видимому, батолитоподобную форму и массивное внутреннее строение. Порода прорывают образования андезито-дацитовой формации и более древних образований района. С ее становлением на коллизионной стадии развития региона связывается формирование золотоносных метасоматитов пункта минерализации Ахил-Кан.

Две последние формации являются членами единой вулканно-плутонической ассоциации. Площадь их распространения выделяется изрезанным магнитным полем интенсивностью от –200 до +500 нТл, что характерно для данной ассоциации пород на значительных территориях Амурской области.

Завершает этап активизации Октябрьского блока габбро-ультрабазитовая формация, отнесенная к внутриплитной стадии развития. Подавляющая часть массивов, сложенных породами формации залегают в диоритах Зейско-Деспского массива раннекембрийского возраста. Базиты слагают, по-видимому, корневые штокообразные массивы, четко фиксирующиеся максимумами в поле силы тяжести. Сопоставление поля силы тяжести с магнитным полем свидетельствует о восточном погружении тел формации. При этом положительные аномалии магнитного поля отвечают выходам тел на поверхность и смещены в западном направлении от аномалий гравитационного поля. Внутреннее строение тел не изучено из-за плохой обнаженности территории. С некоторой долей условности к данной формации отнесен выход интенсивно серпентинизированных пород, расположенный на левобережье р. Десп. Выход выражен положительной аномалией магнитного поля интенсивностью 400 нТл. Цепочка подобных аномалий протягивается в западном направлении вдоль долины р. Десп, что может свидетельствовать о более широком развитии данных пород, которыми сложены слепые тела. На сопредельной с востока территории листа N-52-XXII в базитах формации установлено наличие платины в количестве около 1 г/т, что определяет формацию перспективной в минерагеническом плане.

В *миоцене* произошло формирование континентальной терригенной формации тафrogenного яруса, представленной субгоризонтально залегающими толщами песчано-глинисто-галечникового состава. В пределах ЗССБС эти образования представлены породами темнинской свиты, на территории АОСС и 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. Среди разломов главенствуют субширотные северо-западные. Северо-восточные и субмеридиональные нарушения играют подчиненную роль, хотя и среди них выделяются довольно мощные структуры.

Наиболее крупными разрывными нарушениями северо-западного направления являются Южно-Тукурингский и Нинни-Сагаянский разломы.

**Южно-Тукурингский разлом** ограничивает с юга распространение образований АОСС,

отделяя их от Октябрьского блока Аргуно-Мамынского массива, и является глубинной структурой регионального плана. В пределах района история развития разлома 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. Внедрение диоритов и гранитоидов, несомненно, контролировалось зоной Южно-Тукурингского разлома. Присутствие в южном борту разлома интрузий габбро-ультрабазитовой формации ниннинского комплекса свидетельствует об активности разлома вплоть до раннего мела. По геофизическим данным установлено погружение плоскости разлома в южном направлении под углами 35–50°, что подтверждается формой контакта в плане диоритов зейско-депского комплекса.

**Нинни-Сагаянский разлом** является внутренней разрывной структурой Октябрьского блока. На большем своем протяжении зона разлома сечет образования Гагско-Сагайской СФЗ. По морфологии разлом является сбросо-сдвигом с установленным в юго-восточной части района правосторонним смещением на расстояние до 2 км. Плоскость разлома предположительно погружается под близкими к вертикальному углами. 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 андезито-дацитово-гранитовой формации, смещенной по зоне разлома в бассейне р. Джигдали.

Еще одним разломом субширотного простирания, играющим значительную роль в геологическом строении района, является полого погружающийся на север разлом, ограничивающий развитие пород вулканогенно-терригенной формации с севера. Углы погружения плоскости сместителя разлома не превышают 30°.

Несколько условно к характеризуемой системе разломов принадлежит и впервые выделяемый **Тында-Уньинский шарьяж**, по которому на образования ЗССБС и АОСС шарьированы образования Унья-Бомской подзоны. Подошва шарьяжа на значительной части ее протяженности трассируется выходами базальт-дацитово-гранитовой формации дессовского комплекса и, вероятно, характеризуется неровной поверхностью. Предполагается перемещение масс по зоне шарьяжа в направлении с востока на запад. Кроме того, представляется, что шарьяжем перекрыта зона Северо-Тукурингского глубинного разлома, являющегося границей между ЗССБС и АОСС.

Северо-восточные разломы заложены позднее субширотных северо-западных и представлены в районе нарушениями системы **Деп-Огоронского (Ольгинского) разлома**. Нарушение со смещениями прослежено по диагонали листа и уходит за пределы района в обе стороны. Непосредственно Деп-Огоронский разлом является правосторонним сдвигом с амплитудой смещения около 5 км. Примыкающий к нему с юго-востока разлом, приуроченный в своей северо-восточной части к верхнему течению р. Деп является левым сдвигом с амплитудой до 15 км, четко проявленным в пределах АОСС. Таким образом, данные разломы являются динамопарой в понимании В. А. Соловьева и Ю. А. Косыгина. Деп-Огоронский разлом по простиранию нарушен разломами северо-западного простирания (Южно-Тукурингским и Нинни-Сагайским), что дополнительно подтверждает их длительную историю развития и возможное сохранение активности до настоящего времени.

Субмеридиональные разломы представлены нарушениями, приуроченными к долинам рек Алла и Деп. Первый разлом со смещениями прослежен до северной границы района. В северной части территории устанавливается его левостороннесдвиговая природа. Амплитуда смещения по нему составляет не менее 2 км. Плоскость сместителя разлома под углом 80° погружается на восток. Не исключено, что данное нарушение является южным продолжением Унахинского разлома, уходящего в северном направлении на расстояние более 100 км. Приуроченный к долине р. Деп разлом относится к нарушениям неясной морфологии, однако несет в себе признаки сбросовой структуры с опусканием восточного крыла. По времени заложения разломы данной группы занимают промежуточное положение между выше охарактеризованными системами субширотного и северо-восточного простираний.

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. В гравитационном поле можно выделить только тела габбро-ультрабазитовой формации раннего мела, четко выражающиеся локальными максимумами. Минимум силы тяжести интенсивностью 8 мГал субширотного простирания отвечает площади развития оса-

дочных палеозойских образований Гагско-Сагаянской СФЗ и расположен в юго-западной части листа. Можно указать на однородное поле тяжести в пределах распространения диоритов зейско-депского комплекса, с которыми ранее ошибочно связывались положительные аномалии. Плотность диоритов, по данным лабораторных работ составляет  $2,58-2,63 \text{ г/см}^3$ , и они не могут образовывать положительные аномалии силы тяжести.

В магнитном поле цепочкой локальных положительных аномалий интенсивностью 200–400 нТл, грубо приуроченных к долине р. Деп, выражаются тела ультрабазитов, отнесенных к раннемеловой габбро-ультрабазитовой формации, не выходящие, за исключением одного тела, на поверхность. Положительные аномалии магнитного поля причудливой формы отвечают выходам на поверхность габброидов ниннинского комплекса раннего мела в центральной части листа. Положительным полем интенсивностью до 300 нТл в северной части района выражены диориты обкинского комплекса ранней–средней юры. Среди диоритов отрицательным полем интенсивностью до 50 нТл выражены гранитоиды древнестанового комплекса. Наконец, изрезанным знакопеременным полем в юго-восточной части района выражены породы раннемеловых талданской свиты и буриндинского комплекса.

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История формирования современной геологической структуры района может быть прослежена с раннего архея в пределах Усть-Гилуийского блока ЗССБС, позднего протерозоя в пределах Октябрьского блока и раннего палеозоя в пределах АОСС.

Предположительно в конце раннего архея в пределах Усть-Гилуийского блока происходило накопление существенно вулканогенных пород мотовинской свиты в бассейнах, заложившихся вследствие расколов примитивной коры. Накапливавшиеся породы были достаточно дифференцированными, среди них реконструируются породы базальт-риолитового состава. Порядок образования пород реконструкции не поддается. После завершения осадконакопления, сопровождавшегося эффузивным вулканизмом, ближе к концу раннего архея породы свиты испытали метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизацию. Завершился раннеархейский этап развития формированием масс палингенно-анатектоидных гранитоидов древнестанового комплекса и одновременным формированием наиболее ранних складчатых форм субширотного прогибания.

В юрское время в пределах Усть-Гилуийского блока начались процессы тектоно-магматической активизации, приведшие, наряду с подновлением долгоживущих разломов и заложением новых разрывных структур, к внедрению разновозрастных интрузий. В ранней–средней юре произошло становление диорит-гранодиоритовой формации обкинского комплекса, сформированной в островодужных условиях с проявлением субдукции. В поздней юре внедрились породы гранитовой формации джалонского комплекса коллизионной природы. Внедрение гранитов можно принять за начало совместного развития структур ЗССБС и АОСС.

В пределах Октябрьского блока Аргуно-Мамынского массива в позднем рифее были сформированы терригенно-карбонатно-вулканогенные образования, отнесенные к туранской серии. Породы в результате последующих этапов развития полностью утратили свой первичный облик. Они претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации и интенсивное ороговикование при внедрении интрузий зейско-депского комплекса. Формирование последних пришлось на ранней кембрий. Интрузивная деятельность данного этапа развития была приурочена к краевой части массива, где могли формироваться окраинно-континентальные вулканические дуги.

После некоторого перерыва в раннем–среднем палеозое в пределах Аргуно-Мамынского массива начала формироваться система наложенных прогибов, представителем которых в районе являются отложения Гагско-Сагайской СФЗ. Геодинамическая обстановка формирования отложений омутнинской, большеинверской, 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 массива кислого и среднего состава.

Отложения, отнесенные к типаринской свите, резко отличаются по составу от стратотипической местности и сформированы в совершенно других геодинамических условиях. Они являются продуктами, образовавшимися в условиях, сопряженных с активными континентальными окраинами. На основании этого в истории развития выделен карбоново-пермский этап, завершившийся становлением коровых гранитоидов гимигинского комплекса в ранней перми. Формирование комплекса происходило в окраинно-континентальных условиях. 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 массива, в позднем триасе началось формирование окраинного моря, в бассейне которого отлагались толщи калахтинской, малокалахтинской, наптаргинской, багоносской и аякской свит. Последние две свиты имеют среднеюрский возраст, на основании чего предполагается раннеюрский перерыв накопления осадков в пределах указанного моря. В течение триасово-юрского этапа развития был сформи-

рован классический ряд терригенных формаций: флишоидная, ниже- и верхнемолассовая.

Далее после перерыва, сопровождавшегося воздыманием массива, в раннем мелу произошло формирование вулканоплутонической ассоциации, представленной вулканогенными образованиями талданской свиты, одноименного субвулканического комплекса и гранитоидов буриндинского комплекса. Ассоциация была сформирована преимущественно за счет корового материала в условиях вулканической дуги на активной континентальной окраине. Гранитоиды несут на себе признаки формирования в коллизионной обстановке. Раннемеловой этап развития Аргуно-Мамынского массива завершился становлением внутриплитных базитов и ультрабазитов ниннинского комплекса, в которых установлена платина, и к которым пространственно приурочены вторичные ореолы рассеяния никеля.

История развития Зея-Тунгалинской подзоны Амура-Охотской складчатой системы реконструируется с раннего палеозоя. В это время были сформированы образования вулканогенно-терригенной формации зубаревской свиты. Эти породы являются морскими осадками, содержащими продукты вулканизма пестрого состава, синхронного с осадконакоплением. Вулканиды обнаруживают признаки принадлежности к образованиям островных дуг.

Условно к среднему палеозою отнесено формирование терригенно-вулканогенно-карбонатной формации, образованной породами алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит. Данный этап развития представлен образованиями двух типов, сформировавшихся в различных условиях. Образования гармаканской свиты формировались в разных частях глубоководного бассейна океанического типа, в основном тяготея к его склонам. Учитывая преимущественно алевролитовый характер этих образований и проявленное в них флишоидное переслаивание, можно предположить большую роль в их формировании мутьевых потоков. На основании особенностей состава и внутреннего строения образований предполагается их формирование в бассейнах, связанных со зрелыми океаническими дугами, за счет размыва пород кислого и среднего составов. Формирование пород алгаинской и теплоключевской свит 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 алгаинской свиты были сформированы в условиях надспрединговых островов, а подобные породы теплоключевской свиты – в условиях островных дуг с унаследованной субдукционной компонентой. Сказанное позволяет предположить формирование всех свит в условиях единого бассейна, но в разные стадии его развития.

В позднем палеозое началось закрытие Монголо-Охотского океанического бассейна, сопровождаемое субдукцией и обдукцией океанических осадков на краях Усть-Гилуйского и Октябрьского блоков. В эту эпоху произошло формирование складчатости, многочисленных разломов и метаморфизм палеозойских образований. Весьма слабая степень метаморфических преобразований гармаканской свиты по отношению к более молодым и древним, но сильнее метаморфизованным отложениям алгаинской и теплоключевской свит позволяет полагать, что все эти отложения на момент проявления метаморфизма находились на удалении друг от друга. Поэтому наблюдаемые в настоящее время стратиграфически нормальные взаимоотношения между свитами могут таковыми не являться.

Начиная с позднего палеозоя, в районе преобладают процессы сжатия, последовательно проявившиеся сначала в отдельных тектонически активных зонах, приведшие к складчатости различной интенсивности, в последующем, в направлении с запада на восток, к постепенному закрытию Монголо-Охотского палеоокеана. Формирование Зея-Тунгалинской подзоны закончилось в юре, когда в метаморфизованные образования внедрились мелкие тела базальтриолитовой формации тунгалинского комплекса. 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, ошибочно включенных в разрезы палеозойских образований.

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

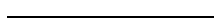
После формирования осадков в них практически сразу были внедрены многочисленные тела базальт-дацитово-гранитной формации, породы которой сформированы в островодужных условиях. С породами комплекса связывается формирование зон пиритизации в осадках подзоны, с которыми пространственно совмещены контрастные вторичные ореолы рассеяния золота.

Предположительно в раннем мелу произошло шарьирование в западном направлении отложений Унья-Бомской подзоны на образования Усть-Гилюйского блока и Зея-Тунгалинской подзоны. Вероятно, в это же время была достигнута максимальная степень сжатия, сопровождавшаяся сдвиго-надвиговыми перемещениями блоков по разным системам разломов.

В это время произошло внедрение локально развитых в пределах АОСС коллизионных гранитоидов буриндинского комплекса. Внедрение указанных интрузий знаменует собой начало сопряженного геологического развития структур АОСС и АММ.

Магматическая деятельность в районе завершилась внедрением даек амуро-станового комплекса, незначительно развитых в пределах АОСС и Аргуно-Мамынского массива. После чего район испытывал достаточно длительную эпоху устойчивого воздымания, сменившуюся в миоцене формированием тафрогенного яруса. В пределах Верхнезейской впадины ярус представлен породами темнинской свиты, а в пределах Амуро-Зейской – отложениями сазанковской свиты.

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





## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Район в морфоструктурном отношении охватывает части трех крупных структурных единиц [8]. Большая часть территории располагается в пределах Тукурингра-Джагдинского поднятия, ассоциирующегося 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 указанная часть района относится к зоне сопряжения 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 Соктахан и опущенные области Верхнезейской и Амура-Зейской впадин. Перечисленные орографические формы расчленены различными экзогенными процессами. В результате сочетания тектонических и экзогенных процессов в пределах территории сформировался ряд генетических типов рельефа: тектоногенный, эрозионный, эрозионно-аккумулятивный, денудационный и аккумулятивный. Хозяйственная деятельность человека привела к образованию техногенного рельефа. 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: эрозионный рельеф области поднятий, денудационный рельеф стабилизированных областей (холмисто-увалистый рельеф) и эрозионно-аккумулятивный рельеф областей опускания (пологоволнистая предгорная равнина). Для эрозионного морфогенетического типа выделены подтипы: среднегорный крутосклонный рельеф области быстрых поднятий, среднегорный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий, низкогорный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий.

### 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, северо-восточного и субмеридионального простираний.

Наиболее характерный уступ сбросового происхождения наблюдается вдоль южного склона хр. Соктахан, он протягивается в юго-западном направлении от восточной границы района до водораздела Алла-Мал. Десс. Высота уступа составляет 20–80 м, крутизна варьирует от 15 до 30°. Поверхность уступа подвергалась интенсивному выветриванию, денудации и покрыта чехлом делювиальных образований, мощность которых уменьшается от подножья уступа к его бровке, которая местами представлена коренными обнажениями. Выше и ниже уступа располагаются склоновые денудационные поверхности с крутизной склонов 10–20° [47]. В восточной части уступ фиксирует тектонический контакт между образованиями Зей-Гунгалинской и Унья-Бомской подзон.

Еще одна поверхность этого типа приурочена к тектоническому контакту осадочных отложений Унья-Бомской подзоны с образованиями Усть-Гиллюйского блока и четко прослеживается в субширотном направлении из среднего течения р. Сирик до восточной границы района, вблизи которой принимает простирание первой поверхности. Уступ имеет прерывистую линию простирания, так как приурочен к Тында-Уньинскому шарьяжу. Наиболее хорошо уступ сохранился на водоразделах, где его высота достигает 40–50 м, а крутизна – 35–40°. Бровка усту-

па везде сложена коренными выходами осадочных пород или покрыта крупноглыбовым делювием.

Подобные, менее выраженные, поверхности проявлены и южнее описанных. Наиболее протяженные из них совпадают с зонами Южно-Тукурингского и Нинни-Сагайского разломов. Еще одна тектоногенная поверхность приурочена к долине р. Аленгра.

Приуроченность тектонических уступов и склонов к зонам глубинных разломов подчеркивает сохраняющуюся до настоящего времени активность последних. Невыраженность охарактеризованных выше уступов восточнее р. Делл связана с неотектонической активностью разлома, приуроченного к долине реки.

Меридиональные тектоногенные поверхности менее выдержаны по простиранию и развиты фрагментарно в западной части района. Высота этих уступов составляет 60–80 м, крутизна достигает 40°. Их поверхности сложены обычно интенсивно передробленными породами, реже – крупноглыбовым делювием. Эти поверхности не подтверждаются геологическими данными.

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

## ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эрозионный морфогенетический тип рельефа наиболее широко распространен на территории района. Эрозионные поверхности образуют пологие склоны холмисто-увалистого, 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 рельеф области быстрых поднятий* характеризуется сочетанием V-образных долин с острыми крутосклонными гребнями водоразделов, широким развитием останцовых вершин высотой до 15–20 м, осыпей и крупноглыбовых развалов, острых горных конусовидных вершин. Такой рельеф развит в верхних течениях рек Десс, Мал. Десс, Амнун и Хогде-Джугдагын. Кроме того, подобный рельеф развит в верховьях правых притоков р. Гага. Средние абсолютные отметки составляют 800–900 м с отдельными вершинами более 1 000 м. Относительные превышения составляют 300–500 м, средняя крутизна склонов – 25–40°. Склоны имеют выпуклый поперечный профиль, покрыты грубообломочным делювиальным покровом. Верхние границы склонов часто представляют собой уступы, выше которых развиты водораздельные эрозионно-денудационные поверхности. На отдельных участках хр. Соктахан на высоте 850–900 м сохранились поверхности денудационного выравнивания площадью до 3 км<sup>2</sup>, представляющие собой залесенные слабоволнистые поверхности, покрытые элювиальным чехлом мощностью до 2,5 м [16]. Долины водотоков первого порядка короткие, прямые с невыработанным продольным профилем, ширина их водоразделов не превышает 10 м. Встречаются многочисленные конусы выноса, сложенные грубообломочным неотсортированным материалом и достигающие мощности 2–10 м. Отложения конусов выноса могут являться поисковым признаком россыпей и потоков рассеяния полезных ископаемых и минералов. Формирование склонов относится, по-видимому, к позднеплейстоценовому–голоценовому времени.

*Среднегорный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий* отличается сочетанием пологосклонных широких водоразделов, ящикообразных долин водотоков, реликтов поверхностей денудационного выравнивания и пологовыпуклых, караваяобразных горных вершин. Рельеф развит в бассейнах рек Темна, Артемей, Тында, Алла, Долбырь и Хогде-Джугдагын. Высотные отметки достигают 750–850 м, относительные превышения – 300–450 м. Крутизна склонов составляет 10–20°. Водоразделы пологие, слабовыпуклые, покрыты плащом делювиально-элювиальных образований мощностью до 3,5 м. В пределах данного морфогенетического типа рельефа широким развитием пользуются реликты поверхности денудационного выравнивания, покрытые элювиальным чехлом и часто заболоченные. Кое-где на поверхности выравнивания встречаются денудационные останцы в виде невысоких холмиков, располагающихся изолированно друг от друга [46]. Речные долины хорошо выработаны процессами боковой и глубинной эрозии, имеют близкий к нормальному продольный профиль. Склоны долин у основания крутые, к водоразделам постепенно выполаживаются. Долины широкие с многочисленными хорошо сохранившимися террасами, имеют ящикообразный поперечный профиль. Исключение составляют antecedentные участки долин рек Мал. Десс и Артемей, имеющие V-образный профиль [46]. Возраст поверхностей принимается по аналогии с предыдущим подтипом рельефа позднеплейстоценовым–голоценовым.

*Низкогорный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий* отличается от среднегорного меньшими абсолютными высотами (500–700 м) и относительными превышениями (150–300 м). Развит в низовьях рек Мал. Десс, Десс и Темна, в среднем течении рек Долбырь, Нактани и Алла, в верховьях рек Гага и Кайла и ряде других мест. Крутизна склонов не превышает 10–15°, ширина водоразделов составляет 0,2–2 км. Склоны имеют прямой, реже – слабовыпуклый поперечный профиль. Микрорельеф их неровный с уступами и скалистыми останцами устойчивых к выветриванию пород. На склонах много делювиальных крупнообломочных осыпей. У подножья склонов, на границе их с поймами водотоков, часто встречаются эрозионные уступы и останцы. Формирование склонов началось, предположительно, в ранне-неоплейстоценовое время, когда области современного низкогорья начали испытывать медленное поднятие. Процессы эрозии были, в основном, уравновешены, в результате чего склоны имеют прямолинейный поперечный профиль и значительную ширину при небольшой крутизне [47]. Вершины имеют вид пологих куполов и возвышаются над окружающей их местностью на 40–60 м и, скорее всего, являются денудационными останцами палеоген-неогенового пенеппена, приподнятого неотектоническими движениями. Долины рек широкие (500–1 500 м) с нормальными продольными профилями, имеют пологие задернованные борта и хорошо развитые поймы со старицами и притеррасными болотами. Водоразделы более широкие, чем в среднегорном пологосклонном рельефе. На них повсеместно развит элювиально-делювиальный чехол из супесей и суглинков с примесью дресвы и обломков пород мощностью до 3,5 м [46].

### ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный морфогенетический тип рельефа широко развит на водораздельных пространствах 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. Эти формы наблюдаются в нижних течениях рек Алла, Нактани, Долбырь, долинах рек Дед и Нинни. Абсолютные отметки в районе развития рельефа составляют 350–450 м при относительных превышениях 100–150 м. Крутизна склонов не превышает 5–10°. Денудационный тип рельефа подразделяется на два морфогенетических подтипа: холмисто-увалистый рельеф стабилизированных областей и поверхности денудационного выравнивания.

*Холмисто-увалистый рельеф стабилизированных областей* включает в себя пологие эрозионно-денудационные поверхности бортов речных долин, 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, воронками термокарста и неровностями различного происхождения. Ширина их от русла до границы с денудационными поверхностями составляет 0,3–2 км. Эти поверхности начали свое формирование в ранне-неоплейстоценовое время, когда существовавший на этом месте пенеппен начал испытывать кратковременные слабые неотектонические поднятия колебательного характера с периодами относительного покоя. Начиная с ранне-неоплейстоценового времени, территория холмисто-увалистого рельефа находилась в стабилизированной полосе между областями поднятий хр. Соктахан и опусканий Амуро-Зейской депрессии.

*Поверхности денудационного выравнивания* по морфометрии довольно четко разделяются на два подтипа: горизонтальные и пологие.

Горизонтальные и слабонаклонные поверхности в масштабе схемы не выражаются и приурочены к полого-увалистому рельефу, слагая водораздельные пространства на левобережье р. Дед и водоразделы ручьев Дорожный, Макаровский, Керагин и реки Анегдан. Для них характерны не превышающие 2° уклоны, сплошная заболоченность с редкими пятнами березово-лиственничного леса и плоские увалы 20–40 м высоты. Ширина таких поверхностей составляет 0,3–0,6 км. По гипсометрическому уровню поверхности делятся на два уровня: нижний (360–400 м) и верхний (400–490 м), которые не имеют существенных морфологических различий.

Пологие денудационные поверхности наблюдаются на водораздельных склонах низкогорного рельефа и располагаются, в отличие от предыдущих, на больших абсолютных высотах и поэтому интенсивнее расчленены современными эрозионно-денудационными процессами. Для них характерно отсутствие болот и небольшая (до 2 м) мощность элювиально-делювиального покрова. Ширина поверхностей составляет 0,2–1 км, угол наклона достигает 10°. В пределах поверхностей достаточно много немасштабных останцовых вершин, сложенных устойчивыми

к выветриванию породами [47].

Отличительной чертой речных долин данного типа рельефа являются широкие поймы с преобладающими в них процессами аккумуляции материала, образующегося при разрушении пород, слагающих среднегорный рельеф. Водораздельные пространства сильно задернованы, местами заболочены. На них встречаются одиноко стоящие останцы в виде куполов высотой 20–40 м. Главным фактором, определившим современный облик этой территории, явилась ее приуроченность к переходной зоне между областями поднятия и опускания. Территория испытывала незначительные поднятия, что выразилось в ее слабом эрозионном расчленении [46].

Начало формирования денудационных поверхностей предположительно относится к ранне-му мелу, когда материал сносился в окружающие депрессии. К концу раннего неоплейстоцена формирование нижних денудационных поверхностей было, в основном, закончено. Однако слабое эрозионное расчленение по периферии поверхностей продолжается и в настоящее время в виде процессов выветривания и общей денудации.

## ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивные поверхности по генетическим признакам можно подразделить на аллювиальные, пролювиальные, делювиально-пролювиальные и озерно-аллювиальные. Эрозионно-аккумулятивный морфогенетический тип рельефа распространен ограничено и включает в себя аллювиальные поверхности долин 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, их строение 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 практически на всех реках, возвышается над средним уровнем воды до 2 м, сложена русловым аллювием и представлена галечными косами или песчаными островами, заливаемыми в период паводков водой. Рельеф низкой поймы неровный, состоящий из релок и западин между ними [46, 47].

Высокая пойма высотой 1–3,5 м сложена переслаивающимся русловым и пойменным аллювием и нередко занимает все днище речной долины достигая ширины 1,5 км. Поверхность высокой поймы слабо наклонена в сторону русла, заливается водой только во время сильных наводнений. Рельеф изрезан многочисленными старицами различного направления, протоками, небольшими грядами и валами. Притеррасовая часть нередко покрыта старицами и болотами [46, 47].

Поймы благоприятны для формирования россыпных месторождений золота, особенно это характерно для низкогорного рельефа на участках чередования узких и широких участков долин.

Террасы развиты в долинах рек Алла, Деп, Десс, Долбырь, Темна, Тунгала, Тында, Хогде-Джугдагын и др. По высотному уровню выделяются два комплекса террас.

Первые надпойменные террасы высотой 2–6 м наблюдаются на большинстве рек и крупных ручьев, ширина их колеблется от 20–40 м до 1 км, достигая в долине р. Деп 4 км. Чаше они являются аккумулятивными, очень редко встречаются цокольные. Поверхность их волнистая, иногда слабоогнутая и наклонена под углами 3–5° в сторону русла. Поверхности террас нередко перекрыты современным песчано-галечным аллювием и заняты лиственничной марью с большим количеством озер, стариц, меандр и небольшими буграми морозного вспучивания. Террасовый уступ выражен, как правило, не четко [46, 47, 49].

Вторые надпойменные террасы высотой до 20 м также встречены на реках Деп и Нинни. Ширина их составляет от 10–20 м до 2 км. Почти все они аккумулятивные и состоят из мощного слоя валунно- и песчано-галечного аллювия. На реках Деп, Десс, Долбырь и Тунгала встречены цокольные террасы этого уровня. Поверхность террас слабоволнистая, часто наклоненная в сторону русла под углом 2–10°. В различной степени выраженные уступы сохранились почти на всех террасах. Тыловые швы, как правило, хорошо выражены [46, 47].

*Озерно-аллювиальные аккумулятивные поверхности* в виде пологоволнистых равнин развиты в крайней северной и южной частях района. Субстратом их служат отложения темнинской и сазанковской свит миоценового возраста. Северная поверхность примыкает к подножью хр. Соктахан на абсолютных отметках 450–500 м и, постепенно снижаясь, переходит в Верхнезейскую впадину. На юге эта поверхность наблюдается примерно с широты устья р. Тунгала, и абсолютные отметки ее распространения колеблются от 330 до 260 м. Рельеф поверхностей представляет собой систему увалов, образовавшихся в результате расчленения первичной ак-

кумулятивной равнины речными долинами [47, 49].

*Проллювиальные аккумулятивные поверхности* представлены конусами выноса, наиболее часто встречающимися в северной половине района. Наиболее крупные конусы площадью 500–800 м<sup>2</sup> и длиной до 1 км встречены в приустьевых частях ручьев Темного, Макаровского, Дорожного и на правобережье верховьев р. Хогде-Джугдагын. Поверхности имеют вид слабо выпуклых полуконусов с наибольшим уклоном (3–7°) к руслу основного водотока. Конусы сложены валунно-галечно-гравийно-песчаным материалом разной 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. В пределах хр. Соктахан встречаются конусы выноса, лишенные растительности и изобилующие следами временных водотоков при отсутствии основного русла, что свидетельствует о продолжающемся процессе их формирования [47].

## ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенный рельеф создан при строительстве дорог и добыче полезных ископаемых. Последняя сопровождалась в районе образованием гидромониторных отвалов, карьеров, многочисленных 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 тесно связана с позднемезозойским орогенезом. Тектонические движения на границе мела и палеогена дифференцировали области поднятий и опусканий и заложили близкие к современным очертаниям Тукурингра-Джагдинское поднятие, Верхнезейскую и Амуро-Зейскую депрессии. После этого территория хр. Соктахан представляла собой область сноса, на которой приподнятые позднемеловые поверхности денудационного выравнивания интенсивно размывались реками, сносившими материал в депрессии.

До начала плиоцена территория испытала неоднократные тектонические подвижки унаследованного характера с последующими процессами денудационного выравнивания и образованием обширных пенепленов с мощной корой выветривания.

Плиоцен начался эпохой интенсивного поднятия и формированием отложений сазанковской и темнинской свит. Территория хр. Соктахан, представлявшая высокогорный резко расчлененный рельеф, к началу четвертичного периода превратилась в пенеплен, остатки которого в настоящее время наблюдаются на высоте 850–900 м.

В раннем неоплейстоцене началось крупное региональное поднятие, в результате которого оформились основные черты современного рельефа. Широко проявились разрывные нарушения, сопровождавшиеся образованием блоков горстово-грабенного типа. Горстовые блоки сформировались в бассейнах рек Десс и Гага, где ныне существует среднегорный крутосклонный рельеф. 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 хр. Соктахан испытывала медленные поднятия, наибольшая амплитуда которых приурочена к осевой части. Периферийные области оказались поднятыми незначительно. Поднятие сопровождалось разломами унаследованного характера, примером которых могут служить охарактеризованные выше уступы тектонического происхождения субширотного 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, меньшую роль играет 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-XXI известно 96 рудных объектов металлических полезных ископаемых разного ранга: 5 месторождения россыпного золота и 15 россыпепроявлений, 17 пунктов минерализации, 44 литохимических и 14 шлиховых ореолов и потоков рассеяния марганца, хрома, мышьяка, титана, меди, свинца, цинка, никеля, кобальта, молибдена, вольфрама, ртути, золота, серебра и платины. Из неметаллических полезных ископаемых на площади выявлены 2 проявления мраморизованных известняков и 1 пункт минерализации талька.

Ведущим полезным ископаемым является золото, промышленные россыпные месторождения которого к настоящему времени практически отработаны, при этом существуют перспективы наращивания ресурсной базы россыпного золота за счет поиска новых объектов в пределах известных узлов и переоценки выявленных ранее непромышленных россыпей. Выявлен ряд перспективных пунктов минерализации и литохимических ореолов рассеяния золота. Определенный интерес представляют перспективы выявления малосульфидного платинометалльного оруденения в связи с телами габбро-ультрабазитового состава.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### МАРГАНЕЦ

На площади листа среди образований теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит незначительно проявлена марганцевая минерализация вулканогенно-кремнистой формации, часто в ассоциации с железорудной кремнисто-гематит-магнетитовой. Марганецсодержащими породами чаще всего являются пласты черных, бурых и сиреневых спессартиновых и стильпномелановых кварцитов, особенно брекчированных и лимонитизированных, а также гидротермально измененные метаморфизованные вулканиты. Содержание марганца в штучных пробах достигает 3–10 % [31].

По данным литохимической съемки [21] выделен один *ореол рассеяния* марганца (II-2-2)\*. В контуре ореола, в коренных выходах метаморфизованных вулканитов по руч. Керагин установлены маломощные (1–20 см) прослои кварцитов с содержанием марганца – 5 % [31].

Самостоятельного промышленного значения на площади листа марганцевая минерализация не имеет, в виду незначительных параметров известных проявлений и отсутствия значимых литохимических ореолов рассеяния марганца.

#### ХРОМ

Хромитовая минерализация установлена в связи с серпентинизированными ультрабазитами ниннинского комплекса, в которых содержание хрома составляет 0,03–0,5 % (III-2-3, 5, 6; IV-4-4).

Литохимической съемкой [21] выявлены пять *ореолов* (I-3-3; II-1-6; III-1-3, 5; IV-3-1) и один *поток* (IV-4-3) *рассеяния* хрома, часто в ассоциации с никелем, кобальтом и медью, приуроченные к полям развития пород основного–ультраосновного состава.

Самостоятельного значения данная минерализация не имеет, а ее проявления рассматриваются в качестве поискового признака на выявление платинометалльного оруденения.

\* Здесь и далее характеристика проявлений, пунктов минерализации, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов и потоков, магнитных и гравитационных аномалий приведена в приложении 2.

## ТИТАН

Титановые минералы (ильменит, рутил, анатаз и брукит) встречаются в небольших количествах в современных аллювиальных отложениях всех водотоков площади. В северной части листа выявлены два *шлиховых ореола рассеяния* ильменита (I-1-1; I-2-1), приуроченные к зоне проявления кремне-калиевого метасоматоза в диоритах обкинского комплекса.

На юге листа, по рекам Десп, Калахта, Нинни и Елна выявлены весовые содержания (0,5–5,9 кг/м<sup>3</sup>) ильменита в ассоциации с золотом, киноварью и касситеритом (ШО IV-1-1) [48].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### МЕДЬ

На территории листа медная минерализация проявлена незначительно. В северо-восточной его части на правом борту долины руч. Мал. Киряк выявлен *пункт минерализации* меди (I-4-2), приуроченный к мелким ксенолитам сульфидизированных габброидов обкинского комплекса среди гранитов джалонского комплекса; содержание меди – до 0,4 %.

Западнее, в истоках р. Мал. Десс, на площади развития этих же габброидов установлен *вторичный ореол рассеяния* меди и кобальта (I-1-3), в контуре которого выявлен *пункт минерализации* платины (I-1-4).

Литохимической съемкой на территории листа выявлены семь слабоконтрастных ореолов и потоков рассеяния меди. На площади развития условно среднепалеозойских вулканогенно-осадочных образований выявлены *ореолы* (II-2-3; III-4-2) и *поток* (I-4-4) *рассеяния* меди в ассоциации с ртутью и молибденом. Источником меди на данной территории могут являться: медноколчеданная минерализация, относимая к медно-пирит-пирротиновому формационному типу в терригенных толщах в связи с базальтоидным вулканизмом, проявления которой известны на сопредельных с запада и востока площадях Янкано-Тукурингской и Джагдинской МЗ; железисто-марганецсодержащие кварциты вулканогенно-кремнистой формации, в которых отмечаются примазки малахита и азурита, а содержание меди, по данным штучного опробования, составляет 0,01–0,07 % [31]. В пределах Зейско-Деспской РЗ *ореолы рассеяния* меди (II-1-6; III-1-3; IV-3-1) установлены в ассоциации с никелем, кобальтом и хромом. Они приурочены к мелким телам ультрабазит-базитового состава ниннинского комплекса.

Промышленного значения медная минерализация на площади листа не имеет.

### СВИНЕЦ

Слабоконтрастный *ореол рассеяния* свинца (III-4-1) выявлен на правом берегу р. Тунгала в ассоциации с медью и ртутью.

Перспективы района на свинец оцениваются отрицательно.

### ЦИНК

В северо-восточной части листа выделен *литохимический ореол* (I-4-3) по потокам рассеяния цинка в ассоциации с оловом, медью, молибденом и никелем. Он приурочен к зоне Тында-Уньинского шарьяжа широтного простирания, являющемуся границей Становой и Амуро-Охотской систем, в пределах которой отмечаются участки гидротермально измененных пород. Перспективы ореола не ясны [21].

### НИКЕЛЬ

На площади известно четыре *пункта минерализации* никеля (III-2-3, 5, 6; IV-4-4), приуроченных к мелким телам базит-ультрабазитов раннемелового возраста и один *пункт минерализации* (I-3-4) среди лиственизированных базальтов дессовского комплекса.

В пределах площадей распространения этих пород выявлено шесть *литохимических ореолов рассеяния* никеля с содержанием 0,005–0,015 % (I-3-3; III-1-1; III-2-4; III-3-7; IV-2-1; IV-3-1). В ассоциации с никелем отмечаются хром, кобальт, медь и ртуть (лиственитовый тип).

Перспективы площади в отношении выявления промышленной никелевой минерализации незначительны.



## КОБАЛЬТ

*Литохимические ореолы рассеяния* кобальта выявлены на площади развития пород основного–ультраосновного состава, отнесенных к обкинскому комплексу (I-1-2, 3), аналогичных по составу пород ниннинского (III-1-1) комплекса и вулканогенных пород теплоключевской свиты (I-3-3) в ассоциации с никелем, хромом и медью.

Самостоятельного значения кобальтовая минерализация не имеет, но является поисковым признаком на выявление платинометалльной минерализации (*пункт минерализации* I-1-4), где при проведении ГДП-200 установлены содержания кобальта в штучных пробах – 0,007–0,01 %.

## МОЛИБДЕН

В пределах площади листа установлена молибденовая минерализация апогранитовой формации в связи с гранитами джалонского и гимигинского комплексов. На водоразделе Десс–Сирик установлен один *пункт минерализации* молибдена (I-2-4). Среди диоритов обкинского комплекса в экзоконтактной части джалонских гранитов выявлены развалы интенсивно трещиноватого и кавернозного кварца, насыщенного лимонитовыми охрами. По данным спектрального анализа штучной пробы содержание: молибдена – 0,02 %; вольфрама – 0,008 %; меди – 0,01 %; золота – 0,007 г/т; серебра – 1,5 г/т.

Литохимической съемкой по потокам рассеяния выявлено два *ореола рассеяния* молибдена. В бассейне руч. Тыгиткит и Керагин выявлен комплексный ореол рассеяния молибдена, меди, висмута и олова (II-2-3), который, вероятно, является породной аномалией на площади развития интенсивно рассланцованных и сульфидизированных условно среднепалеозойских вулканогенно-терригенных пород. В истоках руч. Левый Таксан – правого притока р. Деп установлены малоcontrastные потоки молибдена с содержанием до 0,003–0,005 % (III-3-8), приуроченные к линейной зоне окварцованных и сульфидизированных пород в зоне контакта образований типаринской свиты, прорванных мелкими телами гранитов гимигинского комплекса.

## ВОЛЬФРАМ

Шлиховым опробованием установлен один *ореол* (II-4-4) и два *потока рассеяния* шеелита (II-1-7; II-2-4) с содержанием 1–10 зерен на 0,01 м<sup>3</sup>.

В процессе проведения ГДП-200 литохимическими поисками по вторичным ореолам рассеяния выявлены *ореолы рассеяния* вольфрама в ассоциации с золотом и серебром (I-1-5, 9; I-2-2; I-4-1).

Содержание вольфрама в отдельных литохимических пробах составляет 0,0004–0,0015 %.

## ОЛОВО

Касситерит выявлен шлиховым опробованием южной части листа по рекам Нинни, Елна, Ахил-Кан, Бол. и Мал. Калахта, ручьям Жимгуляк, Васькин и р. Деп, ниже устья р. Нинни, где образует *шлиховой ореол* (IV-1-1) в ассоциации с золотом, киноварью, ильменитом и монацитом [13, 48]. Содержание касситерита в шлихах незначительное, в среднем до 10 зерен, в редких случаях – до 50–200 зерен на 0,01 м<sup>3</sup>. По р. Нинни, в устье руч. Жимгуляк содержание касситерита достигает 11 мг на 0,01 м<sup>3</sup>. Касситерит представлен окатанными и полуокатанными мелкими, иногда пылевидными зернами размером 0,01–0,5 мм. По цвету минерал разделяется на две разновидности: темный, красновато-бурый более или менее равномерно окатанный; светлый, коричневатый или зеленовато-бурый пятнистый и полосчатый.

## РТУТЬ

На территории листа известно 2 пункта минерализации, 6 шлиховых и 10 вторичных геохимических ореолов и потоков рассеяния ртути.

Основная часть ртутных объектов локализована в пределах широтной полосы (Алгая-Анегданская ПРЗ) шириной 10–15 км, пересекающей центральную часть листа. Она четко выделяется по *шлиховым ореолам рассеяния* киновари (I-3-2; II-1-2; II-2-1) с содержанием до 5–20 зерен на 0,01 м<sup>3</sup> аллювия, *литохимическим ореолам и потокам рассеяния* ртути (I-1-8; II-1-1; II-3-1; II-4-1; II-4-8, 9) с содержанием (10–90)·10<sup>-6</sup> %. Рудная зона приурочена к условно палеозойским вулканогенно-осадочным образованиям теплоключевской свиты с развитой системой разрывных нарушений широтного и северо-восточного направлений, сопровождающихся зонами

рудоносных тектонитов и метасоматитов в пределах которых выявлено два *пункта минерализации* ртути (II-1-3; II-3-4), относящихся к телетермальному генетическому типу аргиллизитовой формации.

*Пункт минерализации Алленский* (II-1-3) выявлен в коренных скальных выходах в русле р. Алла, в 120 м выше ее слияния с руч. Аленгра. Оруденение приурочено к пачке зеленовато-серых полосчатых известняков мощностью около 3 м, залегающей среди альбит-эпидот-актинолитовых сланцев. Известняки раздроблены, трещины в них покрыты налетами гидроокислов железа, в ассоциации с которыми на плоскостях сланцеватости присутствуют тонкие налеты киновари. Размер зерен киновари до 1 мм, реже – до 1,5–2 мм. Иногда по трещинам отмечаются секущие прожилки киновари мощностью 0,1–0,2 мм. В сланцах отмечается тонкая вкрапленность пирита, мелкие кристаллы красно-бурого граната и изредка налеты киновари по плоскостям сланцеватости. Содержание ртути по данным спектрального анализа штучных проб достигает 0,003 %. В двух пробах химическим анализом установлено содержание ртути – 0,01 и 0,02%. Попытка вскрыть канавами рудную пачку на бортах долины ручья в виду сильной заболоченности оказалась неудачной [46]. Пункт минерализации располагается в пределах шлихового ореола киновари с содержанием от единичных знаков до 11 зерен на 0,01 м<sup>3</sup> аллювия.

*Пункт минерализации Светлый* (II-3-4) расположен на левом борту одноименного ручья – правого притока руч. Анегдан. Участок сложен переслаивающимися альбит-эпидот-актинолитовыми и кварц-серицитовыми сланцами с маломощными прослоями кварцитов. Ртутное оруденение приурочено к зоне разлома северо-восточного простирания и представлено брекчированными и интенсивно лимонитизированными породами. По данным шлихового опробования выявлен вытянутый в северо-восточном направлении ореол рассеяния киновари размером 600×100 м с содержанием до 16 мг/м<sup>3</sup>. В шлихах из протолок штучных проб киноварь содержится в количестве 100–160 мг/м<sup>3</sup>. Содержание в штучных пробах по данным спектрального анализа – от 0,0001 до 0,06 %. Рудная зона фиксируется вторичным ореолом рассеяния ртути с содержанием 0,0001–0,0015 %. Единичными канавами вскрыты дробленые и лимонитизированные альбит-эпидот-актинолитовые сланцы с содержанием ртути в бороздовых пробах от 0,0002 до 0,001 %. Рудопроявлению дана отрицательная оценка [14].

По реке Деп и в бассейне ее правых притоков, ниже устья р. Нинни киноварь отмечается в количестве 1–5 зерен на шлик совместно с золотом, касситеритом и ильменитом (*ШО IV-1-1*). На пересечении долиной руч. Жимгуляк полосы раннемеловых вулканитов талданской свиты выявлен *шлиховой поток* киновари (IV-3-5).

Среди образований наптаргинской свиты на левом борту долины р. Деп в междуречье Васькин–Мал. Калахта выявлен контрастный *литохимический ореол рассеяния* ртути (IV-1-2), который приурочен к крупной положительной магнитной аномалии, предположительно связанной с невскрытым крупным телом диоритов буриндинского комплекса.

## МЫШЬЯК

В процессе проведения ГДП-200 в юго-восточной части листа на площади развития вулканогенных пород талданской свиты и диоритов буриндинского комплекса литохимическими поисками выявлены три *вторичных ореола рассеяния* мышьяка (IV-4-7, 9, 11) с содержанием до 0,003–0,02 % в ассоциации с золотом, серебром, вольфрамом и оловом.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благороднометалльная минерализация установлена во всех минерагенических таксонах района, здесь известны пункты минерализации, шлиховые и вторичные литохимические ореолы рассеяния золота, серебра и платины.

## ЗОЛОТО

Золото является ведущим полезным ископаемым территории. Со времени открытия в конце XIX века богатых золотоносных россыпей по рекам Унья и Бом, расположенным восточнее, район часто посещался как отдельными старателями-хищниками в надежде найти богатое золото, так и золотопромышленниками – с целью расширить золотые владения за счет новых неисследованных участков. Следы подобных посещений часто отмечаются по притокам р. Деп в виде единичных разведочных шурфов, а иногда и целых линий. В 30-х годах XX века старате-

лями разрабатывались косы в приустьевой части р. Долбырь.

В виду незначительной россыпной золотоносности и отсутствия контрастных ореолов рассеяния золота на площади листа специализированные поисковые работы на золото не проводились. В 60-х годах XX века геологосъемочными работами выявлен один *пункт минерализации* (II-4-6), *шлиховые ореолы* (II-2-6; IV-1-1) и *потоки* (II-1-5; II-3-3) *рассеяния* золота [45, 46, 47, 48]. Литохимической съемкой масштаба 1 : 200 000 в юго-восточной части площади листа выявлен ряд *ореолов* (IV-4-2, 5) и *потоков* (IV-2-2; IV-3-4, 6; IV-4-12) *рассеяния* золота и один *ореол* (II-2-5) в верхнем течении р. Алла [21].

На площади листа выявлена коренная золоторудная минерализация двух генетических типов: метаморфогенно-метасоматического и вулканогенно-гидротермального. Золоторудная минерализация метаморфогенно-метасоматического типа относится к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям и приурочена к площади развития терригенно-вулканогенно-карбонатных образований АОСС. Вулканогенно-гидротермальная золоторудная минерализация халцедон-кварцевой формации установлена в связи с раннемеловыми вулканогенными образованиями талданской свиты, прорванными диоритами буриндинского комплекса.

*Пункт минерализации Джугдагын* (II-4-6) расположен в среднем течении руч. Хогде-Джугдагын, в 4 км выше устья руч. Анегдан. Среди серицит-альбит-кварцевых сланцев, содержащих пластовые тела метаморфизованных вулканитов, выявлена полоса хлоритизированных и пиритизированных пород – зона пропилитизации. Параметры зоны не установлены, содержание золота в минерализованных породах составляет 5,6 г/т [45].

При поисках россыпей золота в долине руч. Хогде-Джугдагын (*проявление* II-4-5) буровыми скважинами вскрыты сильно пиритизированные графитизированные серицит-альбит-кварцевые сланцы, шлик из которых представлен почти одним пиритом. Из шлихов отобраны мономинеральные пробы пирита, в которых спектральным анализом установлено золото в количествах 0,02–0,7 г/т [23].

При проведении ГДП-200 литохимическими поисками выявлено шесть *вторичных ореолов рассеяния* золота (I-1-5, 9; I-2-2; I-4-1; IV-4-7, 11) с содержанием золота в отдельных пробах до 1 г/т и два *пункта минерализации* (I-1-7; IV-4-8).

В истоках р. Мал. Десс при заверке донных потоков рассеяния золота, приуроченных к зоне шарьирования пород амканской свиты на диориты обкинского комплекса, литохимическими поисками установлен *вторичный ореол рассеяния* (I-1-5) с содержанием золота до 0,15–1,0 г/т. В пределах ореола выявлен *пункт минерализации* (I-1-7). По данным спектрального анализа штучной пробы из алевролитов, содержащих по секущим трещинам просечки лимонитизированных сульфидов, установлены содержания золота – 0,4 г/т, серебра – 0,2 г/т, мышьяка – 0,004 %, меди – 0,015 %.

*Пункт минерализации Ахил-Кан* (IV-4-8) выявлен в 2008 г. на левом борту приустьевой части долины р. Елна, напротив устья одноименного ручья. В северном экзоконтакте массива диоритов буриндинского комплекса встречены развалы интенсивно окварцованных вулканитов талданской свиты с содержанием золота по данным спектрального анализа 1 г/т и более. Кварц белый полупрозрачный халцедоновидный, насыщенный многочисленными пустотами со щетками мелких кристаллов горного хрусталя, в единичных случаях – светло-фиолетового амethysta. Сульфидная минерализация убогая, отмечается единичная мелкая вкрапленность. В 2009 г. на площади 5 км<sup>2</sup> проведен комплекс поисковых работ масштаба 1 : 10 000, включающий поисковые маршруты с отбором литохимических проб по сети 100×40 м, магниторазведку и электроразведку. По данным спектрального и атомно-абсорбционного анализов 172 штучных проб из гидротермально измененных пород содержания золота более 1 г/т установлено в 49 пробах. При этом основная масса проб имеет содержания золота от 2 до 5 г/т, а в двух пробах – 9,25 и 21,7 г/т. Содержания серебра достигают 2–8,6 г/т. Спектральным анализом в пробах, содержащих золото в количестве 1 г/т и более, установлены: мышьяк – 0,01–0,06 %; свинец – 0,001–0,008 %; олово – 0,0001–0,004 %; молибден – 0,0001–0,001 %; медь – 0,002–0,007 %; цинк – 0,002–0,03 %; сурьма – 0,003–0,04 %; вольфрам – 0,0003–0,0005 %; висмут – 0,00003–0,00015 %.

Литохимическими поисками масштаба 1 : 10 000 выявлен контрастный *вторичный ореол рассеяния* (IV-4-7) с содержанием: золота – 0,001–0,015 г/т; серебра – 0,1–0,4 г/т; мышьяка – до 0,003 %. Содержания остальных элементов не превышают фоновых.

Магниторазведкой в южной части участка выявлена контрастная положительная аномалия интенсивностью более 57 700 нТл, вытянутая на 1 200 м в северо-восточном направлении при ширине 250 м, которая приурочена к телу кварцевых диоритов буриндинского комплекса. В северной части участка, в поле развития вулканогенных пород талданской свиты, магниторазведочными работами выявлена слабодифференцированная отрицательная аномалия, вытянутая

в северо-западном направлении, а электроразведкой установлены зоны пониженных значений кажущегося сопротивления (менее 600 Ом·м) и локальные аномалии кажущейся поляризуемости (более 1 %), которые интерпретируются как зоны гидротермально измененных пород.

На данном участке выявлены наиболее контрастные вторичные ореолы рассеяния золота, образующие единую кольцевую структуру размером 900×1 200 м, вытянутую в северо-западном направлении.

В пределах листа известно 1 среднее и 4 малых россыпных месторождений, из которых добыто около 0,5 т золота, а также 15 россыпепроявлений.

Центральную часть листа занимает **Джагдинский золотороссыпной район** (0.2 Au), в составе которого выделен *Верхнедепский узел* (0.2.1 Au) [6]. Южная часть территории листа относится к **Зая-Селемджинскому золотороссыпному району** (0.3 Au), в пределах которого известны лишь россыпепроявления, входящие в состав *Октябрьского золотороссыпного узла* (0.3.1 Au).

Верхнедепский узел охватывает междуречье Деп–Долбырь, где расположены все промышленные *россыпные месторождения* золота территории листа (Ш-3-1, 2, 5; Ш-4-3, 4). Россыпи золота по ручьям Дорожный и Макаровский выявлены в 1947–1948 гг. поисковыми работами Долбырьской партии. Наиболее значительные поисковые работы на россыпное золото проведены в 1969–1970 гг. [23], но в виду небольших запасов, низких содержаний золота и значительной удаленности от пос. Октябрьский разведочные работы продолжены не были. Они были возобновлены лишь в 1989–1998 гг., когда были разведаны и вовлечены в эксплуатацию промышленные россыпи золота.

*Россыпь руч. Макаровский* (Ш-3-1) разведана в 1991–1992 гг. со следующими параметрами: длина – 3,4 км; средняя ширина – 46 м; мощность торфов – 3,0 м; мощность песков – 1,4 м; среднее содержание золота на массу – 213 мг/м<sup>3</sup>, на пласт – 656 мг/м<sup>3</sup>; запасы по категории С<sub>1</sub> – 146 кг.

*Россыпь руч. Большой* (Ш-3-2) – правого притока руч. Макаровский – разведана также в 1991–1992 гг. и имеет следующие параметры: длина – 0,7 км; средняя ширина – 48 м; мощность торфов – 2,9 м; мощность песков – 1,3 м; среднее содержание золота на массу – 203 мг/м<sup>3</sup>, на пласт – 660 мг/м<sup>3</sup>; запасы по категории С<sub>1</sub> – 28 кг.

Эти россыпи совместно отработаны в 1993–1995 гг., общая добыча составила 264 кг [6].

*Россыпь руч. Тыгдылан* (Ш-3-5) выявлена и разведана в 1996–1998 гг. со следующими параметрами: длина – 0,85 км; средняя ширина – 60 м; мощность торфов – 4,5 м; мощность песков – 1,7 м; среднее содержание золота на массу – 2 099 мг/м<sup>3</sup>, на пласт – 1 236 мг/м<sup>3</sup>, запасы по категории С<sub>1</sub> – 104,6 кг. В результате эксплуатации в 2000 г. выявлено значительное неподтверждение запасов (70 %). Добыто – 5 кг, списано – 73 кг, числятся в Госрезерве запасы категории С<sub>1</sub> – 24 кг и С<sub>2</sub> – 3 кг [6].

*Россыпь руч. Дорожный* (Ш-4-4) выявлена в 1948 г. и разведана в 1991–1996 гг. Параметры россыпи: длина – 6,5 км; средняя ширина – 166 м; мощность торфов – 3,7 м; мощность песков – 1,3 м; среднее содержание золота на массу – 97 мг/м<sup>3</sup>, на пласт – 371 мг/м<sup>3</sup>; запасы по категории С<sub>1</sub> – 531 кг [38]. Крупность золота (в %): до 0,25 мм – 13,8; 0,25–0,8 мм – 82,6; 0,8–2,5 мм – 3,6. Зерна золота хорошо окатаны, преобладающая форма золотин пластинчатая, реже – комковидная, проба – 947. При отработке в 2000 г. добыто 55 кг золота, отмечено большое неподтверждение запасов. На 01.01.2002 г. запасы россыпи по категории С<sub>1</sub> составляли 454 кг, с 2003 г. запасы переведены в Госрезерв [6].

*Россыпь руч. Ныргаг* (Ш-4-3) – правого притока руч. Дорожный – разведана в 1991–1992 гг. и имеет следующие параметры: длина – 4,6 км; средняя ширина – 65 м; мощность торфов – 3,2 м; мощность песков – 1,5 м; среднее содержание золота на массу – 173 мг/м<sup>3</sup>, на пласт – 546 мг/м<sup>3</sup>, запасы по категории С<sub>1</sub> – 261 кг [38]. Золото в основной массе мелкое чешуйчатой и пластинчатой формы. Россыпь эксплуатировалась в 1998–2001 гг., добыто 188 кг. На 01.01.2002 г. запасы по категории С<sub>1</sub> в количестве 54 кг переведены в Госрезерв [6].

Помимо промышленных россыпей, которые полностью или частично отработаны и законсервированы, на площади Верхнедепского узла поисковыми работами выявлен ряд *россыпепроявлений* по р. Долбырь и ее притокам (Ш-3-3, 4, 6), руч. Анегдан (Ш-3-2; Ш-4-7) и Хогде-Джугдагын (Ш-4-5) с прогнозными ресурсами по категории Р<sub>2</sub> в количестве 124 кг [23, 26].

В 1969–1970 гг. в долине р. Деп проведено поисковое бурение с целью обнаружения долинных россыпей, пригодных для дражной отработки. Поисками охвачен участок длиной около 70 км, всего пройдено 5 буровых линий (*проявления* Ш-4-3, 10; Ш-4-5; Ш-4-3-2, 3) с расстоянием между ними 12–16 км. Содержание золота в скважинах составило от знаков до первых десятков мг/м<sup>3</sup>. В единичных случаях – до 154 мг/м<sup>3</sup> при мощности массы 6,2 м, максимальное содержание на интервал 0,2 м составило 2 593 мг/м<sup>3</sup>. Золото мелкое пластинчатое [23, 26].

В виду значительного расстояния между поисковыми линиями, участки с промышленным содержанием золота в пределах долины р. Деп могли быть пропущены. В результате анализа россыпной золотоносности Верхнедепского узла, проведенного в рамках ГДП-200, наиболее перспективным предполагается 4 км участок долины р. Деп непосредственно выше устья р. Тунгала. Этот участок долины р. Деп пересекает мощная зона метасоматических кварцитов, и он расположен на восточном продолжении полосы россыпей ручьев Макаровский, Тыгдылан, Ныргаг и Дорожный. Прогнозируется россыпь с прогнозными ресурсами категории  $P_3$  – 1 200 кг, имеющая следующие параметры: длина – 4 км, ширина – 300 м, мощность песков – 1,5 м, среднее содержание золота на пласт – 660 мг/м<sup>3</sup>.

Октябрьский золотороссыпной узел, основная часть которого расположена южнее, охватывает бассейны рек Нинни, Елна и Калахта. В 1957–1958 гг. силами ГРО прииска Октябрьский проводились шурфовые и буровые работы в бассейне р. Нинни, которыми выявлен ряд *россыпей проявлений* (IV-4-1, 6, 10, 13) [40].

*Россыпь р. Нинни* (IV-4-1) опойскована на отрезке 8 км пятью буровыми линиями. Содержание золота в скважинах – от знаков до первых десятков мг/м<sup>3</sup>. В линии, расположенной ниже устья р. Елна, содержание достигает 254 мг/м<sup>3</sup> при мощности массы 3,8 м.

В нижней части долины р. Елна установлена не выдержанная по ширине и содержанию *россыпь* (IV-4-6). Она прослежена на 9 км и пересечена через 0,4–2,5 км девятью разведочными линиями. Ширина россыпи составляет 20–180 м, средняя – 70 м. Среднее содержание по россыпи – 205 мг/м<sup>3</sup> на массу в шликсе при мощности массы 5,6 м. Прогнозные ресурсы золота оценены в 720 кг ( $P_2$ ) при объеме горной массы 3 500 тыс. м<sup>3</sup> [23].

## СЕРЕБРО

На площади листа самостоятельной серебряной минерализации не установлено, она является сопутствующей золотому (*пункт минерализации* IV-4-8), медному (*пункт минерализации* I-4-2) и молибденовому (*пункт минерализации* I-2-4) оруденению, где содержание серебра достигает 1,5–8,6 г/т.

По данным съемки по потокам рассеяния [21] и литохимическим поискам в рамках ГДП-200 установлены *вторичные ореолы* и *потоки рассеяния* серебра с содержанием 0,12–2,0 г/т. Они приурочены к площади развития позднеюрских гранитоидов джалонского комплекса в северной части листа (I-1-5, 9; I-2-2; I-3-1; I-4-1), а также меловых вулканитов талданской свиты и гранитоидов буридинского комплекса на юго-востоке листа (IV-3-4, 6; IV-4-2, 5, 7, 11, 12).

## ПЛАТИНА

При проведении ГДП-200 впервые на площади листа в отрогах хр. Соктахан выявлены 4 *пункта минерализации* платины. В результате анализа методом ICP-MS (ИТиГ, ХИАЦ г. Хабаровск) партии штучных проб отобранных из габброидов обкинского комплекса (I-1-4; I-2-5), гранитов джалонского комплекса (I-2-3) и дацитов дессовского комплекса (I-1-6) установлены содержания платины 0,31–0,98 г/т.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

#### ТАЛЬК

*Пункт минерализации* талька (II-4-2) расположен на правом борту долины р. Деп, в 8 км выше устья руч. Хогде-Джугдагын. Он выявлен при проведении поисковых работ на россыпное золото. Буровыми скважинами в плотике встречены сильно оталькованные породы основного состава, на отдельных участках встречается практически чистый тальк [23].

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

### КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

#### МРАМОРИЗОВАННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

В бассейне рек Тында, Алла и Долбырь в образованиях теплоключевской свиты (*проявление*

П-1-4) выявлено несколько линз и горизонтов мраморизованных известняков мощностью до 50–100 м, которые прослеживаются на несколько километров. Известняки относятся к слабо магнезиальным разностям и могут использоваться, помимо строительных целей, как флюсовое и цементное сырье. Они имеют следующий состав:  $\text{CaCO}_3$  – 55,4 %;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,32–1,76 %;  $\text{SiO}_2$  – 0,18–1,69 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,06 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,1 %;  $\text{MgO}$  – 0,2 %;  $\text{SO}_3$  – 0,2 %;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,02 %; п.п.п. – 43,44 % [46].

К выходам имачинской свиты в верховьях руч. Гага и Кайла приурочена пачка рифогенных известняков (*проявление* П-1-6) мощностью до 100–600 м, которая прослежена по простиранию на 12 км [46].

---

## 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 Тын-да-Уньинского шарьяжа и Южно-Тукурингского разлома. Провинции различаются геологическим строением, составом, возрастом и формационно-генетическими особенностями проявлений полезных ископаемых. Минерагенический профиль территории листа определяют благороднометалльная и ртутная минерализации.

### ЭПОХИ И ЭТАПЫ РУДОГЕНЕЗА

Длительное многоэтапное геологическое развитие территории от раннего архея до квартера привело к формированию разнообразного комплекса полезных ископаемых и обусловило основные закономерности их размещения. Отдельным его этапам отвечают минерагенические эпохи (МЭ): раннеархейская, позднерифейско-раннекембрийская, ранне-среднепалеозойская, карбоново-пермская, триасово-юрская, меловая, миоценовая и неоплейстоцен-голоценовая.

**Раннеархейская МЭ** формирования кристаллического фундамента Западно-Становой СБС не отразилась в рудогенезе региона, но при этом произошла подготовка благоприятных структурно-литологических факторов для локализации золоторудной минерализации, связанной с последующими рудогенными эпохами региона.

В **позднерифейско-раннекембрийскую МЭ** в пределах Аргуно-Мамынского массива происходило формирование наложенных прогибов с накоплением терригенно-карбонатно-вулканогенных толщ, мелкие ороговикованные ксенолиты которых отмечаются в гранитах зейско-депского комплекса в юго-восточной части района. Какой-либо рудной минерализации с данной геологической формацией на изученной площади не установлено, возможно, в виду заболоченности и закрытости территории чехлом кайнозойских отложений. В сопредельных с юга районах с данной формацией связано формирование стратиформных железорудных и полиметаллических проявлений и месторождений.

**Ранне-среднепалеозойская МЭ** по времени совпала с заложением и ранним этапом развития Амуру-Охотской СС, терригенно-карбонатно-вулканогенные образования которой специализированы на вулканогенно-гидротермальное серно-колчеданное и кремнисто-гематитовое, часто марганецсодержащее оруденение. На площади Аргуно-Мамынского массива данная эпоха фиксируется формированием в пределах Гагско-Сагаянской зоны кварцито-терригенной и терригенно-карбонатной формаций, с которыми связаны значительные по ресурсам залежи кварцитов и известняков.

В **карбоново-пермскую МЭ** в пределах Гагско-Сагаянской зоны Аргуно-Мамынского массива происходило формирование вулканогенно-осадочных пород типаринской свиты раннего карбона, которые явились благоприятной средой для локализации золотоносных метасоматитов, связанных с формированием гранит-гранодиоритовой формации пермского гимигинского комплекса.

**Триасово-юрская МЭ** продолжилась на площади Аргуно-Мамынского массива формированием потенциально угленосных молассоидных толщ Депского прогиба. Становление Сирикского массива гранитоидов джалонского комплекса Становой МП выразилось проявлением золоторудной минерализации, тяготеющей к фрагментам раннеархейского фундамента, а в сульфидизированных габбро-диоритах обкинского комплекса отмечено проявление платиноидной минерализации. 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 базальтоидного

магматизма связано формирование зон метасоматических кварцитов и зон пиритизации, несущих золоторудную минерализацию.

**Меловая МЭ** (тектоно-магматическая активизация) характеризуется в пределах Аргуно-Мамынского массива широким развитием вулканоплутонических ассоциаций, выразилась формированием рудных объектов с железорудной, хромитовой, никелевой, медной и благородно-металльной минерализацией. Среди них преобладающее значение занимают рудные объекты золота и прогнозируемое малосульфидное платинометалльное оруденение. С данным этапом связано формирование ртутной минерализации Амуро-Охотского сурьмяно-ртутного пояса, наиболее проявленной в пределах одноименной МП и фиксирующейся в виде отдельных локальных очагов в пределах некоторых рудных полей 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 формаций, вмещающих промышленные аллювиальные золотоносные россыпи.

## **РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ НАЛИЧИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

На формирование и размещение полезных ископаемых 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 условно среднепалеозойских терригенно-вулканогенных толщ Янкано-Джагдинской МЗ связаны медно-колчеданная и марганцевоносная кремнисто-гематит-магнетитовая минерализация, проявления которых установлены на сопредельных с запада и востока площадях. Ими обусловлены литохимические ореолы и потоки рассеяния меди (I-4-4; III-4-2) и марганца (II-2-2). С внедрением гранитоидов гимигинского комплекса связывается образование березитизированных пород, несущих золоторудную и молибденовую (III-3-8) минерализацию. Базальтоиды тунгалинского комплекса, прорывающие условно среднепалеозойские образования Янкано-Джагдинской МЗ, сформировали метасоматические кварциты, несущие марганцевую, железорудную минерализацию и обладающие повышенной золотоносностью. Развитые в зоне Тында-Уньинского шарьяжа вулканические образования дессовского комплекса рассматриваются в качестве рудогенерирующих и рудовмещающих для золото-сульфидно-кварцевого оруденения (I-1-5, 7, 9), при этом в дацитах комплекса выявлена платиновая минерализация (I-1-6). Формированием Сирикского массива гранитов второй фазы джалонского комплекса обуславливается проявление золоторудной (I-2-2; I-4-1) и молибденовой (I-2-4) минерализации одноименного ПРУ. Среди сульфидизированных габбродиоритов обкинского комплекса выявлены пункты минерализации платины (I-1-4; I-2-5), которые расположены вблизи от тел джалонских гранитов, в которых также установлена платиновая минерализация (I-2-3). Гранитоиды, вероятнее всего, сыграли роль реамобилизатора рассеянной платиноидной минерализации в основных–ультраосновных породах обкинского комплекса. Раннемеловые вулканогенные образования талданской свиты в зоне контакта с диоритами первой фазы буриндинского комплекса вмещают золото-халцедон-кварцевое оруденение (IV-4-8) и площадь их распространения (Гарьско-Елнинская ПРЗ) является наиболее перспективной в отношении значительного увеличения ресурсной базы золота. Со становлением тел габбро-ультрабазитового ниннинского комплекса связана рассеянная железорудная, никелевая и хромитовая минерализация (III-2-3, 5, 6; IV-4-4), которая может нести промышленно значимые концентрации платиноидов.

**Литолого-стратиграфические факторы.** В раннеархейскую МЭ произошло формирование гнейсово-амфиболитовых образований мотовинской свиты, явившихся благоприятной средой для локализации золото-кварцевого оруденения, связанного с триасово-юрской МЭ. В ранне-среднепалеозойскую МЭ в терригенно-вулканогенных толщах сформировались стратиформные серно-колчеданные залежи и марганецсодержащие кварциты метасоматические. Обогащенные титаном габбродиориты обкинского комплекса, подверженные на локальных участках метасоматическим преобразованиям, явились благоприятной средой для ильменитовой минерализации. Терригенно-вулканогенно-карбонатные образования типаринской свиты являются благоприятной средой для локализации ртутной минерализации на пересечении их зонами глубинных разломов, а в экзоконтактах прорывающих их магматических пород гимигинского и нин-



нинского комплексов образуются крупные поля метасоматитов, фиксируемые контрастными потоками ртути, молибдена, никеля, меди и золота. Флишоидные образования амканской свиты являются благоприятной средой для локализации золоторудной минерализации. Валунно-песчано-галечные горизонты в составе неоплейстоценовых и голоценовых отложений содержат промышленные концентрации россыпного золота.

**Метаморфические факторы** сыграли значительную роль в мобилизации и перераспределении рудного вещества в пределах Амуро-Охотской МП. В пределах изученной площади с процессами динамометаморфизма, приведшими к образованию зон рассланцованных и милонитизированных пород, связаны ртутная и золоторудная минерализации. Участки наиболее интенсивного дислокационного метаморфизма обусловили расположение золоторудных узлов и полей 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. На площади развития микроклинизированных диоритов обкинского комплекса выявлены шлиховые ореолы рассеяния с содержанием титановых минералов (ильменит, рутил, анатаз и брукит) до  $0,6-1,1 \text{ кг/м}^3$ . Образование мощных зон метасоматических кварцитов, окварцованных и альбитизированных (вплоть до альбититов) пород, перспективных в отношении золоторудной минерализации, связывается с субвулканическими базальтоидами тунгалинского комплекса. Участки брекчированных и пиритизированных пород амканской свиты отмечаются в контакте с базальтоидами дессовского комплекса. В окварцованных и сульфидизированных породах мотовинской свиты и габбродиоритах обкинского комплекса на контакте с джалонскими гранитами отмечается благороднометалльная и молибденовая минерализация. Интенсивные процессы гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород характерны для диоритов буриндинского комплекса, с метасоматитами которых связано золото-кварцевое и золото-серебряное оруденение. В породах ниннинского комплекса с процессами серпентинизации связано образование прожилково-вкрапленной магнетитовой минерализации.

**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 Тында-Уньинский шарьяж и Южно-Тукурингский разлом, определяют позицию МЗ. В свою очередь, более мелкие рудолокализирующие тектонические структуры (зоны рассланцевания, милонитизации, складчатые структуры, крупные тела магматических пород, ареалы развития малых тел и даек, наложенные структуры тектоно-магматической активизации) определяют позицию рудных районов и узлов. В пределах Янкано-Джагдинской МЗ основная масса 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 зон тектонитов широтного и северо-восточного простираний.

**Геофизические факторы**, наряду с вышеописанными, 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-Сагайского разломов расположено вытянутое в субширотном направлении тело пород зейско-депского комплекса, прорванное серией мелких тел габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса. В геофизических полях площадь развития габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса фиксируется гравитационной (Ш-2-1) и положительной магнитной (Ш-2-2) аномалиями. На данном участке выделена прогнозируемая Зейско-Депская рудоносная зона, перспективная на выявление малосульфидной платинометалльной минерализации. При этом отмечается, что наиболее контрастные литохимические ореолы рассеяния никеля, хрома, кобальта и меди (II-1-6; III-1-3) не приурочены к положительным магнитным аномалиям, которые обусловлены телами серпентинизированных ультрабазитов с магнетитовой минерализацией, а расположены в зонах пониженных «нулевых» значений магнитного поля. Это может быть связано с участками развития сульфидно-хромитового оруденения в габброидах. Смещение на 10–12 км в северо-восточном направлении эпицентра гравитационной аномалии относительно эпицентра положительной магнитной аномалии свидетельствует об общем направлении погружения магмоподводящего канала. Вероятно, в пределах магнитной аномалии вскрываются наиболее глубокие «корневые» части магматического очага, сложенные, в основном, ультраосновными породами с рассеянной маг-

нетитовой минерализацией. В противоположность этому, в западном направлении от магнитной и гравитационной аномалий отмечается усиление контрастности потоков рассеяния никеля, хрома, кобальта и меди, достигающие максимума в притоках руч. Обещающий. Вероятнее всего, здесь расположена наименее эродированная часть рудно-магматической колонны, сложенная габброидами с сульфидно-хромитовой минерализацией. Аналогичная ситуация и с расположенной в приустьевой части р. Долбырь крупной положительной гравитационной аномалией (Ш-4-6). Природа ее не находит своего объяснения, так как она приурочена к телу диоритов зейско-депского комплекса, где не выявлено тел основного–ультраосновного состава и совершенно отсутствуют потоки рассеяния никеля, хрома и кобальта. Непосредственно эпицентр гравитационной аномалии указывает на корневые части магматического очага, который также имеет северо-восточное смещение порядка 10–12 км от непосредственного выхода на поверхность земли. В 12 км к юго-востоку от эпицентра положительной гравитационной аномалии, на правом борту долины р. Деп установлены контрастные потоки рассеяния никеля, хрома и меди (IV-3-1), приуроченные к обширному полю окварцованных и сульфидизированных пород типаринской свиты. При этом магнитное поле имеет близнулевые, отрицательные значения. Исходя из вышеизложенного, следует, что в пределах данного участка расположен выход практически нескрытого эрозией тела габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса, являющихся перспективными на выявление платиноидной минерализации. Выявленные в бассейне р. Артемей и Мал. Десс вторичные ореолы рассеяния кобальта (I-1-2), меди (I-1-3) и пункт минерализации платины (I-1-4) приурочены к площади выхода позднеюрских габброидов обкинского комплекса, которая контролируется положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей. В узлах пересечения зон градиентов (ступеней) гравитационного поля Южно-Тукурингским и Нинни-Сагаянским разломами отмечаются шлиховые и литохимические ореолы рассеяния киновари и ртути (Ш-1-2, 4; Ш-2-7, 8) в ассоциации с никелем хромом и кобальтом. На данных участках возможно выявление ртутной минерализация лиственитового типа, приуроченной к ультрабазитам ниннинского комплекса.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ

На изученной территории расположены фрагменты Становой, Амуро-Охотской и Амурской минерагенических провинции, которые соответствуют трем крупным региональным геологическим структурам.

## СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Становой МП площадь листа охватывает образования Усть-Гиллойского блока Западно-Становой складчато-блоковой системы, которые представлены фрагментами раннеархейского фундамента среди мезозойских гранитоидов обкинского и джалонского комплексов. На этапе ГК-1000/3 листа N-52 эта территория не была включена в минерагенические таксоны Становой МП ввиду отсутствия продуктивных в отношении рудоносности раннепротерозойских комплексов шовных зон Становой складчато-блоковой системы и каких-либо признаков рудной минерализации с прогнозными перспективами. Южная граница расположенной в 5 км севернее рамки листа Джелтулакской МЗ была проведена достаточно условно, ориентируясь лишь на площадь распространения золотороссыпных объектов Снежногорского узла.

Полученные в процессе ГДП-200 новые данные по геологии и полезным ископаемым данного фрагмента Становой МП позволили уточнить контуры Джелтулакской МЗ. Ее южная граница была смещена на 10–15 км к югу относительно ее контура на схеме минерагенического районирования листа N-52 ГК-1000/3.

На основании из полученных результатов в составе **Джелтулакской МЗ** (1 Au, Mo, Ni, Pt/AR, J) выделен *Сирицкий прогнозируемый золоторудный узел* (1.0.1 Au), площадь которого приурочена к выходам одноименного массива, сложенного позднеюрскими гранитами джалонского комплекса, которые в пределах расположенного западнее Дамбукинского рудного района (листы N-52-XIII, N-52-XIV) являются продуктивными в отношении золоторудной, молибденовой и полиметаллической минерализации [12]. В контуре Сирицкого ПРУ работами, проведенными в рамках ГДП-200, установлены пункты минерализации платины (I-2-3, 5), меди (I-4-2), молибдена (I-2-4) и вторичные ореолы рассеяния золота (I-2-2; I-4-1); проведенной ранее геохимической съемкой по потокам рассеяния [21] выявлен ореол серебра (I-3-1).

## 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 исследований 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 ртутной и золоторудной специализацией. При этом, объединив Янкано-Тукурингскую золото-многометалльную и Джагдинскую золоторудную минерагенические зоны, граница между которыми как раз проходила на площади листа N-52-XXI, в единую Янкано-Джагдинскую золоторудную МЗ.

На территории листа в составе **Янкано-Джагдинской МЗ** (2 Au/PZ,J-K) прогнозируется **Долбырь-Туксинская золотоносная зона** (2.1 Au) с *Долбырьским 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 Долбырьского ПРУ известны россыпные месторождения (Ш-3-1, 2, 5; Ш-4-3, 4), россыпепроявления (П-3-2; П-4-5, 7), шлиховые ореолы (П-2-6) и потоки (П-1-5; П-3-3) рассеяния золота. Выявлено два пункта минерализации (I-1-7; П-4-6) золота и ряд вторичных литохимических ореолов рассеяния (I-1-5, 9; П-2-5). В пределах Долбырьского ПРУ отмечается приуроченность золоторудной минерализации к зонам шарьяжно-надвиговых структур и полям развития субвулканических образований дессовского комплекса.

Контур **Амуро-Охотского сурьмяно-ртутного пояса** (3 Hg,Sb/K) в основном совпадают с одноименной складчатой системой, но его южная граница выходит за современные контуры последней, охватывая структуры Амурской МП. Это обусловлено перекрытием бывших границ Амуро-Охотской СС (краевых разломов) пластинами более древних пород Аргуно-Мамынского массива, что фиксируется шлиховыми (Ш-1-4; Ш-2-8) и литохимическими ореолами (Ш-1-2; Ш-2-7) рассеяния ртути. Для данного участка сурьмяно-ртутного пояса характерна только ртутная минерализация в виду угнетенного проявления мезозойского магматизма. На территории листа, в пределах Амуро-Охотского сурьмяно-ртутного пояса выделяется **прогнозируемая Зея-Тунгалинская ртутная рудоносная зона** (3.1 Hg), в состав которой входит *Алгая-Анегданская ртутная прогнозируемая рудная зона* (3.1.1 Hg). Алгая-Анегданская ПРЗ расположена в центральной части листа в виде субширотной полосы длиной 60 км и шириной 10–15 км, которая протягивается в западном направлении от верховьев р. Дёп через бассейны рек Хогде-Джугдагын, Долбырь, Алла и Тында до рамки площади. Далее она прослеживается на соседнем листе N-52-XX еще на 20 км до истоков р. Алгая. На изученной территории отмечается приуроченность ртутных объектов к палеозойским вулканогенно-осадочным отложениям теплоключевской свиты с развитой системой разрывных нарушений широтного и северо-восточного направлений, сопровождающихся зонами рудоносных тектонитов и метасоматитов в пределах которых выявлено два пункта минерализации ртути (П-1-3; П-3-4). ПРЗ выделяется шлиховыми ореолами рассеяния киновари (I-3-2; П-1-2; П-2-1) с содержанием до 5–20 зерен на 0,01 м<sup>3</sup> аллювия, литохимическими ореолами и потоками рассеяния ртути (I-1-8; П-1-1; П-3-1; П-4-1, 8, 9) с содержанием (10–90)·10<sup>-6</sup> %.

## АМУРСКАЯ (АРГУНО-ХАНКАЙСКАЯ) МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах провинции площадь листа охватывает центральную часть **Умлекано-Огоджин-**

**ской МЗ** (4 Au,Ag,Cu,Mo/K), в составе **Октябрьского рудного района** (4.1 Au,Ag,Cu,Mo) которой прогнозируется *Гарьско-Елнинская серебро-золоторудная зона* (4.1.1 Au,Ag). Она приурочена к северному обрамлению древнего выступа Аргуно-Мамынского массива в области сочленения со среднеюрскими моласоидными образованиями Депского 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 листе N-52-XXVII. В региональном магнитном поле на площади ПРЗ фиксируется ряд контрастных знакопеременных аномалий, связанных с покровами вулканитов талданской свиты, залегающих на гранитоидах зейско-депского комплекса и моласоидных отложениях Депского прогиба, а так же прорывающих их диоритов буриндинского комплекса. Вулканиты талданской свиты контролируются разломами восток-северо-восточного простирания и протягиваются в пределах листа на 40 км в виде узкой полосы шириной 3–5 км. По данным геохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 в водотоках, пересекающих площадь ПРЗ, выявлены потоки и ореолы рассеяния золота (IV-2-2; IV-3-4, 6; IV-4-2, 5, 12). Установлен шлиховой ореол рассеяния золота (IV-1-1) в ассоциации с киноварью и касситеритом. Известны выявленные в середине XX века россыпепроявления (IV-4-1, 6, 13), которые в настоящее время могут иметь промышленное значение. В рамках ГДП-200 на площади ПРЗ проведены поисковые работы на участке Ахил-Кан, в процессе которых выявлен пункт минерализации золота (IV-4-8), и установлены вторичные литохимические ореолы рассеяния золота, серебра и мышьяка (IV-4-7, 9, 11).

В краевой северной части Амурской МП впервые выделена **Зейско-Депская платинометалльная прогнозируемая рудоносная зона** (0.1 Pt/K), протягивающаяся через всю площадь листа в субширотном направлении и ограниченная с севера и юга зонами Южно-Туруингрского и Нинни-Сагаанского 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 (III-2-1; III-4-6) и магнитной аномалиями (III-2-2), а также контрастными комплексными ореолами рассеяния никеля, хрома, кобальта и меди (III-1-1, 3, 5; III-2-4; III-3-7; IV-2-1; IV-3-1). В аналогичных породах, на соседнем с востока листе N-52-XXII методом ICP-MS (ИТиГ, ХИАЦ г. Хабаровск) выявлено содержание платины – 0,96 г/т.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Основные перспективы территории листа связаны с рудным золотом, серебром и в меньшей степени – ртутью. Определенный интерес представляют перспективы площади на платинометалльное оруденение. На стадии ГК-1000/3 листа N-52 в пределах площади листа числился один прогнозируемый объект – Долбырьский золото-ртутный ПРУ в составе Долбырь-Тунгалинского рудного района Янкано-Джагдинской МЗ с прогнозными ресурсами категории P<sub>3</sub>: ртуть – 31 тыс. т; золото – 24 т [1]. Полученные в рамках ГДП-200 данные позволили переоценить известные и выделить новые прогнозируемые площади.

## СТАНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Прогнозные перспективы Становой МП связываются с выделенным впервые *Сирикским ПРУ*, на площади которого в процессе ГДП-200 проведены поиски на участках Среднедесский (13 км<sup>2</sup>) и Кирякский (55 км<sup>2</sup>). Поисковыми маршрутами, проведенными по разреженной (через 0,5–1,5 км) сети близмеридиональных профилей и сопровождающихся литохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния (шаг 50 м), выявлены два комплексных ореола рассеяния (I-2-2; I-4-1) с содержанием золота 0,004–1,0 г/т, серебра – до 0,3–0,8 г/т и вольфрама – до 0,0004–0,001 %. Отмечается приуроченность наиболее контрастных литохимических аномалий золота к породам «рамы», представленным ксенолитами гнейсов мотовинской свиты среди гранитоидов джалонского комплекса. Обращает внимание отсутствие на площади Сирикского ПРУ золотороссыпных объектов, а также золота в шлиховых пробах из аллювия водотоков [47]. Это может быть связано с проявлением на площади узла нероссыпепроявляющей золоторудной минерализации с тонкодисперсным золотом. В виду незначительной поисковой изученности площади, отсутствию данных о характере и формационном типе золоторудной минерализации Сирикского ПРУ выбор эталонного объекта затруднителен. Расчет ресурсного по-

тенциала Сирикского ПРУ произведен исходя из усредненной удельной продуктивности в  $0,4 \text{ т/км}^2$  с коэффициентом подобия 0,3 на площадь  $250 \text{ км}^2$ , и составил 30 т золота по категории  $P_3$ . На территории Сирикского ПРУ рекомендуется проведение поисковых работ в первую очередь, так как он расположен в наиболее освоенной и доступной части площади листа, его пересекает автомобильная трасса Зей–Огрон.

## АМУРО-ОХОТСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Амуро-Охотской МП на территории листа расположены два перспективных объекта – Долбырский ПРУ и Алгая-Анегданская ПРЗ.

При проведении ГДП-200 в верховьях р. Мал. Десс северо-западной части Долбырского ПРУ проведены поиски на участке Хребтовом ( $80 \text{ км}^2$ ). Поисковыми маршрутами, проведенными по разреженной (через 0,5–2 км) сети профилей и сопровождающихся литохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния (шаг 50 м), выявлены пункты минерализации золота (I-1-7), платины (I-1-6) и два комплексных ореола рассеяния (I-1-5, 9) с содержанием: золота 0,004–1,0 г/т; серебра – до 0,3–2,0 г/т; вольфрама – до 0,0003–0,0015 %. Ранее геохимической съемкой в истоках правого притока р. Алла был установлен вторичный поток рассеяния золота с содержанием до 3,0 г/т [21]. Наиболее контрастные аномалии золота контролируются субвулканическими телами базальтоидов дессовского комплекса на контакте, с которыми в юрских и палеозойских терригенных образованиях отмечается прожилково-вкрапленная сульфидно-кварцевая минерализация. При поиске россыпей (II-3-2; II-4-5, 7) в экзоконтакте с базальтами дессовского комплекса выявлены зоны сильно пиритизированных сланцев (II-4-6), содержание золота в мономинеральных пробах пирита из которых составляет 0,02–0,7 г/т [23]. Имеющиеся к настоящему времени данные свидетельствуют о возможности обнаружения в пределах Долбырского ПРУ золоторудных объектов ранга мелких и средних месторождений. Основные прогнозные перспективы Долбырского ПРУ связаны с полями развития среднеюрских базальтоидов дессовского комплекса, рассматривающихся в качестве рудогенерирующих и рудовмещающих для оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации, в основном с мелким и тонкодисперсным золотом, не образующая промышленных россыпей. Субвулканические образования дессовского комплекса развиты в северной части Долбырского ПРУ и занимают площадь около  $45 \text{ км}^2$ , но есть предпосылки, что при более детальном изучении территории их ареал будет значительно расширен к югу. В южной части ПРУ расположен обширный шлиховой ореол рассеяния золота (II-2-6) и известны промышленные россыпи золота (III-3-1, 2, 5; III-4-3, 4). На данном участке, в зоне крупного широтного надвига имеются предпосылки выявления мелких и средних по масштабу золоторудных объектов убогосульфидной золото-кварцевой формации, локализованных среди среднепалеозойских зеленосланцевых терригенно-вулканогенных образований. Аналогами данного типа оруденения являются золоторудные месторождения Селемджинского рудного района. Расчет ресурсного потенциала Долбырского ПРУ произведен исходя из удельной продуктивности в  $0,3 \text{ т/км}^2$  с коэффициентом подобия 0,2 на площадь  $1300 \text{ км}^2$  и составил 80 т золота по категории  $P_3$ . На площади Сирикского ПРУ рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.

При проведении ГДП-200 перспективы площади на ртутное оруденение, локализованное в пределах Амуро-Охотского сурьмяно-ртутного пояса не переоценивались относительно предшествующих работ ГК-1000 листа N-52 [1]. В процессе ГДП-200, на основе материалов геохимической съемки по потокам рассеяния [21] и более ранних геологосъемочных работ, были уточнены контуры наиболее перспективной на выявление ртутных объектов мелкого масштаба *Алгая-Анегданской ПРЗ* с прогнозными ресурсами ртути по категории  $P_3$  в 31 тыс. т [1]. В южной части Амуро-Охотский сурьмяно-ртутный пояс выходит за рамки одноименной МП и охватывает краевые структуры Амурской МП. В зонах Южно-Тукурингского и Нинни-Сагайского разломов отмечаются шлиховые ореолы рассеяния киновари и литохимические потоки рассеяния ртути в ассоциации с никелем, хромом и кобальтом, тяготеющие к полям развития ультрабазитов ниннинского комплекса. На данных участках возможно выявление ртутного оруденения листовитовой формации, перспективы которой не ясны. В связи с международным запрещением использования ртути в хозяйственных целях, целесообразность ГРП на ртуть отсутствует.

## АМУРСКАЯ (АРГУНО-ХАНКАЙСКАЯ) МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Прогнозные перспективы Умлекано-Огоджинской МЗ в пределах площади листа связываются с *Гарьско-Елнинской ПРЗ*. В пределах которой, исходя из имеющихся к настоящему времени данных, 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  $0,4 \text{ т/км}^2$  с коэффициентом подобия  $0,3-0,4$  на площадь  $290 \text{ км}^2$  и составил  $40 \text{ т}$  золота по категории  $P_3$ . Прогнозные ресурсы серебра (исходя из соотношения  $\text{Au:Ag}$  как  $1:5$ ) составляют  $200 \text{ т}$  по категории  $P_3$ . На площади ПРЗ рекомендуется проведение поисковых работ масштаба  $1 : 50\,000$ . В пределах ВГХО (IV-4-7) необходимо проведение оценочных работ с целью вскрытия канавами и буровыми скважинами золоторудных тел, их опробование и оконтуривание.

Перспективы **Зейско-Депской ПРЗ** связаны ультрабазит-базитами ниннинского комплекса, мелкие тела которых имеют наибольшее распространение в ее западной части. Они фиксируются комплексными потоками рассеяния никеля, хрома, кобальта и меди, а также положительными геофизическими аномалиями. На основании имеющихся материалов, на данной территории в связи с ультрабазит-базитами ниннинского комплекса предполагается наличие мало-сульфидной платинометалльной минерализации, аналогичной оруденению верхних эндоконтактовых зон базит-ультрабазитовых массивов Норильского рудного района – месторождение «МС-Горизонт» и J-M рифа в интрузивном комплексе Стиллуотер (США). Минерагенический потенциал платиноидов Зейско-Депской ПРЗ оценивается в  $15 \text{ т}$  и рассчитан исходя из удельной продуктивности  $0,2 \text{ т/км}^2$  с коэффициентом подобия  $0,1$  на площадь  $850 \text{ км}^2$ . 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 и восточном направлениях 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, Амуро-Охотской и Верхнеамурской гидрогеологических складчатых областей** (ГСО). Становая ГСО представлена частью Центрально-Станового гидрогеологического массива (ГМ), Амуро-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 повсеместным развитием островной многолетней мерзлоты. Сплошная многолетняя мерзлота развита в северо-восточной части листа. Площадь ее развития охватывает осевую часть и северные склоны хр. Соктахан. Мощность слоя многолетнемерзлых пород составляет не менее 40 м. Мощность деятельного слоя находится в прямой зависимости от литолого-петрографического состава пород и орографии района 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. Деп. В долинах большинства рек проявлены наледи и бугры пучения. Наледи полностью стаивают в июле и приурочены к обводненным бортам пойм. Хребет Соктахан представляет собой наиболее крупное орографическое поднятие и имеет максимальную высотную отметку 1 039 м. Гидрогеологическая обстановка листа изучена в основном при ГС-200 [46, 47, 48, 49] и АФГК-50 [31]. 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 воды. Нижний этаж (около 90 % площади) включает в себя водоносные зоны трещиноватости докайнозойского фундамента и является региональным водоупором для верхнего этажа. Воды нижнего этажа безнапорные и напорные, водоупором 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.

К **верхнему гидрогеологическому этажу** относятся *подземные воды сезонно-спорадического распространения, формирующиеся в голоценовых отложениях пойм и надпойменных террас*, в отложениях нижних частей склонов долин и в озерных отложениях. Глубина залегания таких вод зависит от экспозиции склона и колеблется от 0,2 до 5,0 м. Водоупорами 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 Алла, Деп, Ижак, Темна, Тунгала, Сирик и др. Несквозные таликовые зоны отмечаются по многим водотокам района. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый, иногда с повышенным содержанием сульфата [31].

*Безнапорный водоносный горизонт в средне- и верхнечетвертичных аллювиальных отложениях* развит в надпойменных террасах рек Деп, Нинни и Тунгала, 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 уровень вод одина-

ков с уровнем водотоков, зимой достигает минимума или горизонт полностью перемерзает. Редкие выходы вод представлены малодобитными источниками нисходящего, редко восходящего типа с дебитом 1–3 л/с. По химическому составу воды ультрапресные и слабокислые [31].

*Водоносный горизонт межпластовых, межмерзлотных и пластово-поровых вод в миоценовых отложениях* сазанковской и темнинской свит сложен каолинсодержащими песчано-гравийно-галечниковыми отложениями мощностью до 40 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 и до 10–20 м – на водоразделах. Водоупором служат залегающие выше глины и алевролиты, иногда промороженные, что создает напорный характер вод. Воды пресные, слабокислые и нейтральные [48].

К **нижнему гидрогеологическому этажу** относятся воды нескольких гидрогеологических подразделений.

*Водоносная зона трещиноватости юрских интрузивных пород* Центрально-Станового ГМ занимает северную часть территории листа. Южная ее граница проходит по зоне Тынды-Уньинского шарьяжа, перекрывающего Северо-Туруингрский разлом, традиционно считающийся границей Становой и Амуро-Охотской ГСО. Водовмещающими породами являются гранитоиды и габброиды с ксенолитами докембрийских метаморфических и интрузивных пород. В указанных породах формируются свободные и напорные трещинные 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].

Джагдинский ГМ расположен южнее Центрально-Станового ГМ, занимает значительную часть территории листа и ограничен с юга зоной Южно-Туруингрского глубинного разлома.

*Водоносная зона трещиноватости среднеюрских терригенных пород* распространена в северной части Джагдинского ГМ и сложена морскими терригенными отложениями мощностью не менее 2 590 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 зоны относятся к ультрапресным. Питание водоносной зоны происходит за счет атмосферных осадков и подтока вод по трещинам из нижележащих горизонтов [46].

*Водоносная зона трещиноватости палеозойских образований* Джагдинского ГМ распространена на обширной территории в центральной части листа, сложенной в различной степени метаморфизованными песчаниками, алевролитами, вулканогенными и реже карбонатными породами палеозойского возраста. Породы в большинстве своем превращены в сланцы разного литологического состава. 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 [31]. 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). Содержание свободной  $\text{CO}_2$  – 1,2–20,6 мг/л. Глубина залегания вод в пределах развития многолетнемерзлых пород достигает 40–70 м [22]. В зонах развития карбонатных пород встречаются карстовые пустоты, заполненные водой. Мощность таких зон и дебит их водных источников не изучены.

Туранский ГМ расположен южнее зоны Южно-Туруингрского разлома и имеет наиболее сложное гидрогеологическое строение. В его состав входит целый ряд разновозрастных гидрогеологических подразделений с трещинными и трещинно-карстовыми водами.

*Водоносная зона трещиноватости раннемеловых эффузивных и туфогенно-осадочных пород*, прорванных гранитоидами с водоносным горизонтом спорадического распространения зоны выветривания, распространена в юго-восточной части листа. Водоносность пород зоны в пределах района изучена крайне слабо. Дебит скважин, пробуренных на сопредельных территориях в аналогичном комплексе пород, составляет 0,002–1,6 л/с при понижениях 3,4–10 м [22].

*Водоносная зона трещиноватости поздне триасово-среднеюрских терригенных пород* развита в юго-западной части листа, откуда, постепенно сужаясь в плане, протягивается до восточной границы района. Водоносными являются песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты общей мощностью не менее 7 895 м, смятые в пологие складки. Водоупором для зоны служат малотрещиноватые скальные породы. Наиболее широко распространены водоносные зоны трещиноватости в юрских отложениях, которые характеризуются невысокой водообиль-



ностью (0,4–0,8 л/с). В зонах разломов дебиты родников достигают 2,0 л/с [49].

*Водоносная зона трещиноватости девонско-каменноугольных терригенных, вулканогенных и карбонатных пород* протягивается 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* распространена, в основном, непосредственно южнее зоны Южно-Тукурингского разлома, протягиваясь в субширотном направлении через всю территорию листа. Незначительно данная зона трещиноватости развита в юго-восточной части района. 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 [46, 48].

Большое значение в циркуляции подземных вод района играют долгоживущие разрывные нарушения разного возраста заложения. К таким структурам, в первую очередь, относятся Деп-Огоронский, Южно-Тукурингский и Нинни-Сагаянский разломы и зона Тында-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 [22].

Для целей водоснабжения на территории листа, как наиболее постоянные и обильные, могут использоваться воды кайнозойского и палеозойского гидрогеологических комплексов. Также перспективны в данном отношении воды основных водоносных разломов. Тем не менее, указанные источники и другие гидрогеологические комплексы района требуют дополнительного специализированного изучения.

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Изученный район принадлежит к ландшафтной зоне горно-таежных лесов, где выделяются шесть типов ландшафтов: таежное крутосклонное среднегорье, таежное пологосклонное среднегорье, таежное пологосклонное низкогорье, холмисто-увалистый, пойм рек и техногенный ландшафты. Основные экологические проблемы могут быть связаны с добычей россыпного золота, строительством дорог и лесозаготовками, в результате которых формируются техногенные ландшафты: горнодобывающие, дорожно-транспортные и лесотехнические.

Природные неблагоприятные факторы обусловлены климатическими и ландшафтными особенностями района. Главными неблагоприятными природными факторами являются мерзлотные процессы, с которыми связаны явления термокарста, пучения грунтов, образование морозобойных трещин. В долинах рек Деп и Нинни 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. При этом семибалльная изосейста приурочена к зоне Южно-Тукурингского глубинного разлома, а восьмибалльная – к зоне Тынды-Уньинского шарьяжа, по которому, предположительно, произошло перекрытие с поверхности зоны Северо-Тукурингского глубинного разлома.

По результатам работ Геоэкологической партии ФГУГП «Амургеологии» на площади работ выделена одна неопасная природная геохимическая аномалия. Оценка уровня накопления в ней металлов сделана по величине суммарного загрязнения Zс. Для расчета коэффициентов концентраций использованы предельно допустимые концентрации и значения местного фона [22]. Указанная аномалия (1П) расположена в северо-западной части листа и охватывает истоки составляющих р. Нагнал, впадающей в Зейское водохранилище. В плане аномалия со значением величины суммарного загрязнения 33 приурочена к полю развития микроклинизированных диоритов обкинского комплекса. Элементами загрязнителями являются барий и бериллий. Район аномалии не подвержен техногенной нагрузке и аномалия неопасна.

Радиационная обстановка в районе работ благоприятная. Естественный радиационный фон на большей части территории составляет 6–30 мкР/ч, редко достигая 32–40 мкР/ч. Участки повышения радиационного фона установлены в северной части листа и приурочены к полям развития гранитов джалонского комплекса. Выявленная в верховьях руч. Кергелен радиоактивная аномалия с экспозиционной дозой излучения до 148 мкР/ч удалена от населенных пунктов и связана с пегматитами джалонского комплекса.

По степени загрязненности, интенсивности проявления экзогенных процессов и антропогенного воздействия выделяются две категории площадей с различным состоянием окружающей среды. Благоприятная эколого-геологическая обстановка сохранилась на большей части южной половины листа и в районе Огоронской впадины на северо-востоке района. Удовлетворительная обстановка отмечается на остальной части территории. Загрязнение окружающей среды здесь связано со строительством и эксплуатацией автомобильной дороги Зея–Огорон, завершившейся разработкой мелких россыпных месторождений золота в районе слияния рек Деп и Долбырь, а также лесозаготовками на разрозненных участках.

В целом территория практически не освоена, экзогенные процессы и антропогенная нагрузка проявлены слабо.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное в пределах листа N-52-XXI геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000, обобщившее результаты большей части проведенных ранее исследований и сопровождавшееся собственными полевыми работами, позволило уточнить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал района.

Основными результатами, послужившими основанием для уточнения геологического строения территории, явились:

- составление геологических разрезов части стратиграфических подразделений и дополнительные сборы органических остатков в мезозойских осадочных образованиях Унья-Бомской подзоны АОСС;

- собственные полевые наблюдения и анализ имеющейся геолого-геофизической информации доказывают широкое 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;

- собственные поисковые работы позволили выявить потенциально золотоносные структуры в верховьях рек Мал. Десс и Мал. Киряк, а так же в низовьях р. Елна;

- в верховьях р. Мал. Десс в базитах, с некоторой долей условности, отнесенных к обкинскому комплексу, выявлена платина, ассоциирующая с кобальтом и медью;

- на основании имевшейся информации и полученных в результате ГДП-200 данных обосновано выделение раннекембрийского плагиогранит-диоритового зейско-депского, раннепермского гранодиорит-гранитового гимигинского и раннемелового ультрабазит-базитового ниннинского комплексов. Для этих комплексов, а также для пород, отнесенных к ранее выделенным на сопредельной территории обкинского, джалонского и буриндинского комплексов, 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 P<sub>3</sub>: золота – 150 т, серебра – 200 т, ртути – 31 тыс. т; минерагенический потенциал платины – 15 т.

Вместе с тем, несмотря на проведенные работы, остается ряд нерешенных и дискуссионных вопросов. Установление благоприятности для локализации ряда полезных ископаемых вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований теплоключевской свиты делает необходимым продолжение изучения образований АОСС с целью выявления аналогичных по составу образований, ранее отнесенных к другим стратиграфическим подразделениям, определения возраста, условий образования пород и наложенного на них метаморфизма. Учитывая связь процессов метаморфизма и рудообразования, определение возраста первого позволит более обоснованно выделить эпохи рудогенеза и на основании этого наиболее объективно оценить прогнозные ресурсы территории.

Необходимо проведение специализированных палеонтологических исследований с проведением полевых работ в бассейне р. Кайла. Считающийся опорным разрез девонских образований Гагско-Сагаянской СФЗ составлен по результатам палеонтологического изучения образцов, отобранных при ГС-200 в камеральных условиях. Имеющийся фактический материал по обнаженности указанного участка территории, исключает возможность построения разреза имеющейся детальности. Фаунистические остатки собраны в зоне влияния Нинни-Сагаянского глубинного разлома, и нельзя исключать аллохтонный характер залегания органогенных известняков.

Выявление высококонтрастных вторичных ореолов рассеяния в образованиях, отнесенных к

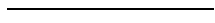
Унья-Бомской подзоне, локализованных в зоне влияния впервые выделенного Тында-Уньинского шарьяжа ставит задачу проведения в пределах указанной зоны поисковых работ на золото.

Необходимо проведение работ по уточнению масштабов проявления в районе базит-ультрабазитов обкинского и ниннинского комплексов, в которых выявлена платина с содержаниями около 1 г/т.

Несомненно, требуется постановка поисковых работ на золото в районах развития гранитоидов джалонского комплекса и в нижнем течении р. Елна, где в процессе проведения ГДП-200 выявлен перспективный пункт минерализации золота.

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 Артемейского, Никандинского и Хребтового прогнозируемых рудных полей рекомендуется проведение поисковых и оценочных работ. Специализированные поиски масштаба 1 : 50 000 рекомендуется первоочередно провести в пределах Киряжского и Ахил-Канского прогнозируемых рудных полей. Рекомендуемые работы должны сопровождаться изучением всех аспектов геологического строения участков их проведения.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 – Зея. Объяснительная записка. – СПб, 2007. 396 с.
2. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. – М.: Наука, 1979. 113 с.
3. Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов (Восточная Сибирь): геодинамические следствия // Петрология. Т. 8, № 3, 2000. С. 267–279.
4. Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. Т. 9, № 4, 2001. С. 417–732.
5. Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. Т. 43, № 4, 2002. С. 395–399.
6. Мельников В. Д., Мельников А. В., Ковтонюк Г. П. Россыпи золота Амурской области. – Благовещенск, 2006. 295 с.
7. Неронский Г. И., Громаковский И. Ю. Золото Унья-Бома. – Благовещенск, 2005. 264 с.
8. Сорокин А. П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. – М.: Наука, 1990. 106 с.
9. Сорокин А. А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Автореферат диссертации на соискание степени д. г.-м. н. – СПб, 2005. 48 с.
10. Шиханов В. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXVI. Объяснительная записка. – Хабаровск, 1970. 114 с.
11. Шиханов В. В. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-52-XXI. – М.: Мингео СССР, 1976. 110 с.

### Фондовая\*

12. Агафоненко С. Г., Яшинов А. Л., Козак З. П. и др. Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200) в пределах Дамбукинского золоторудного района на площади листов N-52-ХIII, N-52-ХIV (Объект «Гилойская площадь», 2004–2007 гг.). 2008.
13. Акуз И. К. Геологическое строение среднего течения р. Деп (бассейн р. Зея). 1952.
14. 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.
15. Богданов Н. А. Геологическое строение Амуро-Зейской равнины и обрамляющих ее горных сооружений. Геологическое строение Восточной части хребта Тукурингра. 1955.
16. Богданов Н. А. Стратиграфия и тектоника докембрия и нижнего палеозоя Тукурингра-Джагдинского антиклинория. 1957.
17. Быков В. А. Отчет о результатах поисков ртути в бассейне верхнего течения р. Тынды и в районе прииска Ясного. 1962.
18. 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.
19. Вьюнов Л. Д., Варнавский А. В. Геохимическая и геофизическая основа геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листов N-51, N-52, М-52 (объект «Основа 1000/3»). 2003.
20. Домчак В. В., Коношенко 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.
21. Домчак В. В., Третьяков В. Н., Коношенко 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 (Октябрьский объект) за 1999–2002 гг. 2003.

\* Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в Амурском ТГФ.

22. Жуковская А. А., Игнатенко О. Н., Филлимонов Ф. Я. и др. Отчет по геолого-экологическим исследованиям и картографированию масштаба 1 : 1 000 000 территории Амурской области (Объект «Геоэкологический»). 1999.
23. Забелин Е. К. Отчет о поисках россыпного золота, проведенных в бассейне верхнего течения р. Деп в 1969–1970 гг. 1971.
24. Игнатьев 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.
25. 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.
26. Ковш В. Л. Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных в 1997–1998 гг. в бассейне руч. Анегдан и руч. Хогде-Джугдагын (Объект «Александровский»). 2002.
27. Козак З. П., Кошеленко В. В., Маматов В. М. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 зоны БАМ в бассейнах рек Дугда, Нора, Унья, Уда за 1978–1983 гг. (Дугдинская партия). 1983.
28. Кошеленко В. В., Мавринская С. А., Колесников А. А. и др. Отчет о результатах геологического доизучения площади масштаба 1 : 200 000 листа N-51-XXVII – Соловьевская площадь за 2006–2009 гг. 2010.
29. Кошков Ю. В., Шейкина И. С., Вахтомина Н. Д. Отчет по составлению легенды Зейской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе) (Объект «Амуро-Зейский»). 1998.
30. Лобов А. И., Бражников А. С. и др. Комплексные прогнозно-минерагенические исследования территории Амурской области масштаба 1 : 500 000 за 1991-1996 гг. (Отчет по объекту «ГМК-500»). 1996.
31. 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; -78; -79; -90-А, Б; -91; -92-В, Г; -93-В, Г; -94-В; -104-А, Б, В; -105-А, Б; -106-А, Б. 1979.
32. 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.
33. Мамонтов Ю. А. Геологическое строение северной части листа N-52-XX. 1961.
34. Махинин А. В. Легенда Тугурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) (Утверждена Протоколом НРС МПР РФ № 45-2 от 12.09.2000 г.). 2000.
35. Одинец Ю. А., Федорцев В. А., Федоров Е. Н. и др. Отчет о работах Депской экспедиции за 1939 г. 1940.
36. 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.
37. 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.
38. Польшин А. А., Борзистая С. И. Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных в бассейне верхнего течения р. Деп в 1991–1996 гг. (Депский объект). 1997.
39. Степанов В. А., Головизин М. П. и др. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне р. Уньи на площади листа N-52-XXII (80-А, Б) (Джескогонская партия, 1972–1973 гг.). 1974.
40. Суриков М. Н., Бронников И. И., Буевич П. Я., Родионов В. Н. Отчет о результатах ГРП прииска Октябрьского за 1956–1963 гг. 1964.
41. 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.
42. Турбин М. Т. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-52-XXII. 1964.
43. Федорцев В. А., Шпилько А. Г., Федоров Е. Н. и др. Отчет о геолого-поисковых работах в районе верховьев рр. Гарь, Джелтулак, Янкан, Мамын и в бассейне р. Нинни. 1940.
44. Фролов Ф. С., Анойкин В. И., Бажанов В. А. и др. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). 2002.
45. Чеботарев М. В., Усенко С. Ф., Баранов А. Ф. и др. Геология и металлогения Хабаровского края и Амурской области. 1965.
46. Шиханов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Депской партии в 1960 г.). 1961.
47. Шиханов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Депской партии в 1961 г.). 1962.
48. Шиханов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа N-52-XXI (Отчет по работам Депской партии за 1962 г.). 1963.
49. Шиханов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-52-XXI (Отчет по геологосъемочным и редакционно-увязочным работам Депской партии за 1963 г.). 1964.
50. Шишкина Г. Р. Биостратиграфия среднепалеозойских морских отложений южной части Зейского района Амурской области (бассейн рек Депа и Гари). 1965.
51. Шишкина Г. Р. Отчет о результатах тематических работ по Уруша-Норскому объекту «Биостратиграфическое изучение среднепалеозойских морских образований Амурской области (Гагско-Сагайский, Гарь-Мамынский и Сухогинский районы)». 1998.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и карте четвертичных образований листа N-52-XXI 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
<b>Благородные металлы</b>					
<i>Золото</i>					
III-3	1	Макаровский	Р	[6]	Отработано
III-3	2	Большой	Р	[6]	Отработано
III-3	5	Тыгдылан	Р	[6]	Законсервировано
III-4	3	Ныргаг	Р	[6]	Законсервировано
III-4	4	Дорожный	Р	[6]	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 листа N-52-XXI 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
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Марганец</i>				
П-2	2	Бассейн руч. Тыгикит, Керагин и Лалбуки, притоков р. Долбырь	[21]	ВГХО (110 км <sup>2</sup> ) с содержанием марганца - 0,1-0,25%
<i>Хром</i>				
П-1	6	Истоки руч. Обещающий - правого притока руч. Гага	[21]	ВГХО (5 км <sup>2</sup> ) с содержанием хрома - до 0,02%, меди - до 0,008%
Ш-1	3	Бассейн истоков правых притоков руч. Гага	[21]	ВГХО (10 км <sup>2</sup> ) с содержанием хрома - до 0,03%, меди - до 0,006%
Ш-1	5	Междуречье руч. Кайла и Нактани	[21]	ВГХО (13 км <sup>2</sup> ) с содержанием хрома - до 0,025%
IV-4	3	Долина р. Нинни, вверх от устья р. Елна	[21]	ВГХП (8 км) с содержанием хрома - 0,02-0,08%. Приурочен к пересечению долины реки положительной магнитной аномалии, в пределах которой выявлены тела ультраосновных пород (ПМ IV-4-4), а в аллювии - шлиховые пробы с хромитом
<i>Титан</i>				
I-1	1	Бассейн р. Темна, в устье руч. Карья	[46]	ШО (7 км <sup>2</sup> ) с содержанием титановых минералов (ильменит, рутил, анатаз и брукит) - 0,6-1,1 кг/м <sup>3</sup> . В ассоциации с ними отмечаются монацит, циркон
I-2	1	Бассейн ручьев Амнунаги и Танангра	[46]	ШО (30 км <sup>2</sup> ) с содержанием титановых минералов (ильменит, рутил, анатаз и брукит) - 0,6-1,1 кг/м <sup>3</sup> . В ассоциации с ними отмечаются монацит, циркон
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
I-1	3	Левый борт долины истоков р. Мал. Десс	-	ВГХО (2 км <sup>2</sup> ) с содержанием меди - 0,005-0,008%, кобальта - 0,003-0,004%. Приурочен к участку распространения основных и ультраосновных пород обкинского комплекса, в штучных пробах, из которых установлены содержания меди - до 0,028% и кобальта - 0,007-0,01%
I-4	2	Истоки правого нижнего притока руч. Мал. Киряк	-	ПМ. Среди гранитов джалонского комплекса мелкие ксенолиты габброидов обкинского комплекса. В габбро отмечается мелкая рассеянная сульфидная минерализация - 3-5%. По данным спектрального анализа штучных проб установлены содержания: меди - 0,1-0,4%; никеля - до 0,015%, хрома - до 0,04%, олова - 0,001-0,002%, серебра - до 2,0 г/т; золота - до 0,07 г/т
I-4	4	Нижний левый приток р. Ушмун	[21]	ВГХП (5 км) с содержанием меди - 60·10 <sup>-4</sup> %, ртути - (13-22)·10 <sup>-6</sup> %
Ш-4	2	Правый борт приустьевой части р. Тунгала	[21]	ВГХО (6 км <sup>2</sup> ) с содержанием меди - (50-60)·10 <sup>-4</sup> %, ртути - (17-74)·10 <sup>-6</sup> %
<i>Свинец</i>				
Ш-4	1	Правый борт приустьевой части р. Тунгала	[21]	ВГХО (11 км <sup>2</sup> ) с содержанием свинца - до 40·10 <sup>-4</sup> %
<i>Цинк</i>				
I-4	3	Истоки правого притока р. Деп, впадающего выше руч. Мал. Дэкэ-Джугдагын	[21]	ВГХО (18 км <sup>2</sup> ) с содержанием цинка - до 300·10 <sup>-4</sup> %, молибдена - до 4·10 <sup>-4</sup> %, меди - до 40·10 <sup>-4</sup> %, олова - до 6·10 <sup>-3</sup> %, никеля - (50-60)·10 <sup>-4</sup> %



Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Никель</i>				
I-3	3	Междуречье Деп-Долбырь, бассейн руч. Хогде-Джугдагын, Анегдан и Налгаки	[21]	ВГХО (280 км <sup>2</sup> ) с содержанием никеля - 0,005-0,008%, хрома - 0,01-0,025%, кобальта - до 0,004%
I-3	4	Правобережье среднего течения руч. Хогде-Джугдагын	[31]	ПМ. Карбонатизированные (лиственитизированные?) базальтоиды тунгалинского комплекса юрского возраста с содержанием никеля - 0,1%
III-1	1	Бассейн руч. Гага, Нактани и Кайла	[21]	ВГХО (185 км <sup>2</sup> ) с содержанием никеля - 0,01-0,015%, кобальта - 0,003-0,008%. Приурочен к площади развития мелких тел основного-ультраосновного состава ниннинского комплекса, прорывающих диориты зейско-депского комплекса
III-2	3	Водораздел рек Нактани и Кайла, в истоках руч. Ельничный	[46]	ПМ. Серпентинизированные пироксениты с вкрапленностью магнетита (5-10%), хромита (1-2%), пирита и халькопирита (до 1%), гематита (до 1%). Содержание железа - до 12%, хрома - 0,03-0,5%, никеля - до 0,2%
III-2	4	Истоки руч. Прав. Неупокоевский и Прав. Таксан, правых притоков р. Деп	[21]	ВГХО (60 км <sup>2</sup> ) с содержанием никеля - до 0,008%. Приурочен к площади развития мелких тел основного-ультраосновного состава ниннинского комплекса
III-2	5	Вершина сопки в истоках ручьев Левый и Правый Неупокоевский, водораздел с руч. Нактани	[46]	ПМ. Серпентинизированные пироксениты с вкрапленностью магнетита (5-10%), хромита (1-2%), пирита и халькопирита (до 1%), гематита (до 1%). Содержание железа - до 12%, хрома - 0,03-0,5%, никеля - до 0,2%
III-2	6	Водораздел руч. Ельничный и Налды, левых притоков руч. Кайла	[46]	ПМ. Серпентинизированные пироксениты с вкрапленностью магнетита (5-10%), хромита (1-2%), пирита и халькопирита (до 1%), гематита (до 1%). Содержание железа - до 12%, хрома - 0,03-0,5%, никеля - до 0,2%
III-3	7	Бассейн притоков р. Долбырь, в 3-10 км ниже устья руч. Алла	[21]	ВГХО (50 км <sup>2</sup> ) с содержанием никеля - до 0,006%
IV-2	1	Низовья руч. Прав. Неупокоевский и Прав. Таксан, правых притоков р. Деп	[21]	ВГХО (40 км <sup>2</sup> ) с содержанием никеля - до 0,008%
IV-3	1	Правый борт долины р. Деп, в 8 км ниже устья р. Долбырь	[21]	ВГХО (40 км <sup>2</sup> ) с содержанием никеля - 0,01-0,015%, хрома - 0,01-0,025%, меди - до 0,005%
IV-4	4	Среднее течение руч. Сосновый - левого притока р. Нинни	-	ПМ. Серпентинизированные ультраосновные породы с содержанием никеля - 0,3%, хрома - 0,2%, кобальта - 0,015%
<i>Кобальт</i>				
I-1	2	Бассейн верховьев руч. Артемей - правого притока р. Темна	-	ВГХО (40 км <sup>2</sup> ) с содержанием кобальта в потоках рассеяния - $(2-4) \cdot 10^{-3}\%$ . Приурочен к площади развития основных-ультраосновных пород обкинского комплекса
<i>Молибден</i>				
I-2	4	Водораздел рек Десс и Сирик, в 2,5 км южнее автодороги Зей-Огорон	-	ПМ. Интенсивно трещиноватый и кавернозный кварц с лимонитовыми охрами. По данным спектрального анализа штучной пробы содержания: молибдена - 0,02%; вольфрама - 0,008%; меди - 0,01%; золота - 0,007 г/т; серебра - 1,5 г/т
II-2	3	Бассейн руч. Тыгит-кит и Керагин, притоков р. Долбырь	[21]	ВГХО (65 км <sup>2</sup> ) с содержанием молибдена - 0,003-0,006%, меди - до 0,005%, висмута и олова - до 0,0001%
III-3	8	Истоки руч. Лев. Таксан - правого притока р. Деп	[21]	ВГХО (18 км <sup>2</sup> ) с содержанием молибдена - 0,003-0,005%
<i>Вольфрам</i>				
II-1	7	Верхний правый приток руч. Налды-Угагли, правого притока р. Алла	[21]	ШП (2 км) с содержанием шеелита - 1-10 зерен на шлик
II-2	4	Руч. Алла, выше устья	[46]	ШП (12 км) с содержанием шеелита - 1-5 зерен на

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Угагли		шлих, в ассоциации с ним отмечается золото в количестве единичных знаков
П-4	4	Бассейн левых притоков р. Деп - рр. Тунгала, Саркелан, Алкаган	[47]	ШО (115 км <sup>2</sup> ) с содержанием шеелита в шлихах в количестве единичных знаков
<i>Ртуть</i>				
I-1	8	Левые верхние притоки руч. Алла	[21]	ВГХО (16 км <sup>2</sup> ) выделен по потокам ртути с содержанием - $10 \cdot 10^{-6}\%$
I-3	2	Верхнее течение руч. Хогде-Джугдагын	[31, 47]	ШО (56 км <sup>2</sup> ) с содержанием киновари - от 1 до 5 зерен
П-1	1	Бассейны руч. Алэнгра, Угагли, Тыгиткит и Керагин	[21]	ВГХО (180 км <sup>2</sup> ) выделен по потокам ртути с содержанием - $(10-90) \cdot 10^{-6}\%$ . Протягивается широтной полосой, охватывая бассейны руч. Алэнгра, Угагли, Тыгиткит и Керагин. Совпадает со шлиховыми ореолами рассеяния киновари
П-1	2	Бассейн р. Тында	[46]	ШО (40 км <sup>2</sup> ) с содержанием киновари - от 1 до 14 зерен на 0,01 м <sup>3</sup> . В пределах ореола, в коренных выходах русла р. Тында выявлен пункт минерализации киновари (П-1-3)
П-1	3	Алленский. Русло руч. Алла, в 120 м выше устья руч. Алэнгра	[46]	ПМ. Дробленые лимонитизированные, мраморизованные известняки. По плоскостям отдельности налеты киновари в виде пленок, реже - прожилки по секущим трещинам. Содержание ртути по данным химанализа - до 0,02%
П-2	1	Анегданский ореол. Бассейны рр. Алла, Долбырь и Анегдан	[14, 47]	ШО (360 км <sup>2</sup> ) с содержанием киновари - до 15-20 зерен на 0,01 м <sup>3</sup> . Протягивается широтной полосой, охватывая бассейны рр. Алла, Долбырь и Анегдан. В ассоциации с киноварью, в количестве единичных знаков, встречаются золото, шеелит пирит и аксинит (до 0,03 г/м <sup>3</sup> )
П-3	1	Бассейн Налгаки и Анегдан	[14, 21]	ВГХО (30 км <sup>2</sup> ) с содержанием ртути в донных потоках рассеяния - $(10-23) \cdot 10^{-6}\%$ . Литохимическими поисками масштаба 1:25000 выявлен ряд мелких ореолов (площадь до 0,1-0,45 км <sup>2</sup> ) с содержанием ртути - 0,0001-0,004%, сурьмы - 0,001-0,007%, мышьяка - до 0,01%, вольфрама - до 0,001% и висмута - до 0,0001%
П-3	4	Светлый. Левый борт руч. Светлый - правого притока руч. Анегдан	[14]	ПМ. Зона дробленых, пиритизированных и окварцованных серицит-альбит-кварцевых и альбит-эпидот-актинолитовых сланцев. Содержание киновари - от первых сотен знаков до 100-160 мг на 0,01 м <sup>3</sup> эллоuvia. Содержание ртути по данным спектрального анализа штуфных проб - 0,001-0,006%
П-4	1	Правый приток р. Деп, в 8 км выше руч. Хогде-Джугдагын	[21]	ВГХП (5 км) с содержанием ртути - $(17-20) \cdot 10^{-6}\%$ . Совпадает со шлиховым потоком рассеяния киновари
П-4	8	Долина р. Деп, в устье руч. Хогде-Джугдагын	[21]	ВГХП (10 км) с содержанием ртути - $(10-20) \cdot 10^{-6}\%$
П-4	9	Руч. Глухариный - правый приток р. Деп	[21]	ВГХП (10 км) с содержанием ртути - $(10-28) \cdot 10^{-6}\%$
III-1	2	Истоки правых притоков руч. Гага и верховья руч. Нактани	[21]	ВГХО (41 км <sup>2</sup> ) с содержанием ртути в донных потоках рассеяния - $(10-49) \cdot 10^{-6}\%$
III-1	4	Верховья руч. Нактани - правого притока р. Алла	[47]	ШО (15 км <sup>2</sup> ) с содержанием киновари и шеелита - 1-10 зерен на 0,01 м <sup>3</sup>
III-2	7	Верховья руч. Прав. и Лев. Неупокоевский	[21]	ВГХО (34 км <sup>2</sup> ) с содержанием ртути в донных потоках рассеяния - $(10-21) \cdot 10^{-6}\%$
III-2	8	Верховья руч. Лев. Неупокоевский	[46]	ШО (10 км <sup>2</sup> ) с содержанием киновари и шеелита - 1-10 зерен на 0,01 м <sup>3</sup>
III-3	9	Правый борт долины р. Деп, руч. Озерный	[21]	ВГХО (15 км <sup>2</sup> ) с содержанием ртути в донных потоках рассеяния - $(10-21) \cdot 10^{-6}\%$
IV-1	2	Левый борт долины р. Деп, в 7 км выше руч. Васькин, бассейн руч. Напгарга	[21]	ВГХО (11 км <sup>2</sup> ) с содержанием ртути в контрастных донных потоках рассеяния - $(10-270) \cdot 10^{-6}\%$

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	5	Руч. Жимгуляк - левый приток р. Нинни	[48]	ШП (10 км) с содержанием киновари, золота и касситерита - 1-10 зерен на 0,01 м <sup>3</sup>
<i>Мышьяк</i>				
IV-4	9	Водораздел Елна-Ахил-Кан, к северу от устья руч. Макарак	-	ВГХО (1,3 км <sup>2</sup> ) с содержанием мышьяка - 0,003-0,02%
IV-4	11	Руч. Биракан	-	ВГХО (4 км <sup>2</sup> ) с содержанием мышьяка - 0,003-0,01%, золота - 0,004-0,02 г/т, серебра - 0,3-0,7 г/т, олова - до 0,002%, меди - до 0,03%, висмута - до 0,003%
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-1	5	Верховья р. Мал. Десс	-	ВГХО (8 км <sup>2</sup> ) с содержанием: золота - 0,004-0,15 г/т и в трех пробах - более 1,0 г/т; серебра - 0,3-2,0 г/т; вольфрама - 0,0003-0,0015%
I-1	7	Истоки р. Мал. Десс	-	ПМ. Свалы алевролитов, содержащих по секущим трещинам тонкие «нашлепки» лимонитизированных сульфидов размером до 3-10 мм в поперечнике. По данным спектрального анализа: золото - 0,4 г/т, серебро - 0,2 г/т, мышьяк - 0,004%, вольфрам - 0,0004%, медь - 0,015%
I-1	9	Междуречье Мал. Десс-Алла, в районе автодороги Зея-Огорон	-	ВГХО (10 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - 0,004-1,0 г/т, серебра - 0,3-0,6 г/т; вольфрама - 0,0004-0,001%
I-2	2	Слияние рек Десс и Мал. Десс	-	ВГХО (14 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - 0,004-0,06 г/т, серебра - 0,3-0,5 г/т; вольфрама - 0,0004-0,001%
I-4	1	Бассейн руч. Мал. Кирык и Ижак	-	ВГХО (22 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - 0,004-1,0 г/т, серебра - 0,3-0,8 г/т; вольфрама - 0,0004-0,001%
II-1	5	Р. Тында, ниже устья руч. Кунакан	[46]	ШП (2,5 км) с содержанием золота - «единичные» знаки
II-2	5	Среднее течение р. Алла, в 7 км выше устья руч. Угагли	[21]	ВГХО (8 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - от 0,003-0,006 до 1,0-1,5 г/т
II-2	6	Междуречье Дел-Долбырь	[46, 47, 48]	ШО (460 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота, киновари и шеелита в количестве 1-20 зерен на 0,01 м <sup>3</sup>
II-3	3	Среднее течение руч. Анегдан	[14]	ШП (2,5 км) с содержанием золота - 1-3 знака
II-4	6	Джугдагын. Среднее течение руч. Хогде-Джугдагын, в 4 км выше устья руч. Анегдан	[45]	ПМ. Среди серицит-альбит-кварцевых сланцев, содержащих мелкие пластовые тела базальтов метаморфизованных, выявлена полоса хлоритизированных и пиритизированных пород - зона пропилитизации. Параметры зоны не установлены, содержание золота в минерализованных породах составляет 5,6 г/т
IV-1	1	Широтный участок долины р. Дел и ее левые притоки - рр. Нинни, Елна и Калахта	[13, 48]	ШО (655 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - от 1-10 до 74 знаков (р. Елна, выше устья руч. Ахил-Кан). Наибольшим содержанием золота (10-50 зерен) характеризуются шлихи, взятые по р. Дел, вниз от устья р. Нинни на протяжении 4 км. Золото встречается в виде мелких (0,2-0,3 мм, редко - 0,5 мм) окатанных, сплюснутых зерен и тонких пластинок. В ассоциации с золотом отмечаются киноварь, касситерит и монацит
IV-2	2	Долина р. Бол. Калахта с мелким правым притоком	[21]	ВГХП (3,5 км) с содержанием золота - от 0,004 до 0,04 г/т
IV-3	4	Руч. Имакан - левый приток р. Дел	[21]	ВГХП (4,0 км) с содержанием золота - 0,004-0,03 г/т, серебра - 0,12-0,2 г/т
IV-3	6	Руч. Жимгуляк - левый приток р. Нинни	[21]	ВГХП (3,5 км) с содержанием золота - 0,004-0,005 г/т, серебра - 0,12-0,2 г/т
IV-4	2	Долина р. Нинни, в приустьевой части р. Елна	[21]	ВГХО (40 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - от 0,004-0,05 до 0,5-1,0 г/т, серебра - 0,12-0,25 г/т
IV-4	5	Бассейн руч. Джигда-	[21]	ВГХО (24 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - до 300 мг/т,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		ли и Биракан, левых притоков р. Нинни		серебра - до $3 \cdot 10^{-3}\%$ , ртути - до $74 \cdot 10^{-6}\%$ , лантана - до $30 \cdot 10^{-3}\%$ , иттрия - до $6 \cdot 10^{-3}\%$
IV-4	7	Левый борт приустьевой части долины р. Елна	-	ВГХО (5 км <sup>2</sup> ) с содержанием золота - 0,004-0,015 г/т, серебра - 0,2-0,4 г/т, мышьяка - до 0,003%. В контуре ореола выявлен ПМ (IV-4-8)
IV-4	8	Ахил-Кан. Левобережье приустьевой части долины р. Елна, в 2,5 км ниже устья руч. Макарак	-	ПМ. Окварцованные туфоконгломераты талданской свиты. По данным атомно-абсорбционного анализа 150 штучных проб содержания золота более 1 г/т установлены в 49 пробах. При этом основная масса проб имеет содержания золота - от 2 до 5 г/т, а в двух пробах - 9,25 и 21,7 г/т. Содержания серебра составляют 3-8 г/т
IV-4	12	Р. Елна, вверх от устья руч. Ахил-Кан на 9 км (до южной рамки листа)	[21]	ВГХП (9,0 км) с содержанием золота - от 0,004 до 0,8 г/т, серебра - 0,12-0,25 г/т
<i>Серебро</i>				
I-1	4	Автомарога Зей-Огорон, в истоках р. Мал. Десс	-	ПМ. В штучной пробе из габброидов обкинского комплекса методом ICP-MS установлено содержание платины - 0,98 г/т. В ассоциации с ней отмечаются кобальт - 0,01%, медь - 0,03%
I-1	6	Автомарога Зей-Огорон, в верховьях р. Мал. Десс	-	ПМ. В штучной пробе из дацитов дессовского комплекса методом ICP-MS установлено содержание платины - 0,31 г/т
I-2	3	Правый борт долины р. Десс, в 2,8 км ниже устья р. Мал. Десс	-	ПМ. В штучной пробе из гранитов джалонского комплекса методом ICP-MS установлено содержание платины - 0,58 г/т
I-2	5	Водораздел рек Десс и Сирик, в 2,5 км южнее автомарога Зей-Огорон	-	ПМ. В пробе из габброидов обкинского комплекса методом ICP-MS установлено содержание платины - 0,71 г/т
I-3	1	Бассейн среднего течения р. Сирик	[21]	ВГХО (28 км <sup>2</sup> ) с содержанием серебра - 0,12-0,3 г/т, свинца - 0,003-0,005%
<i>Платина</i>				
III-2	1	Водораздел приустьевой части р. Алла и правых притоков р. Деп	[24]	ГА (140 км <sup>2</sup> ) интенсивностью 2-8 мГал, приурочена к площади развития габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса, содержащих рассеянную магнетит-хромитовую минерализацию (ПМ III-2-3, 5, 6), и являющихся перспективными на выявление платиноидной минерализации
III-2	2	Водораздел Деп-Нактани	[24]	МА (110 км <sup>2</sup> ) интенсивностью 200-1000 нТл приурочена к площади развития габбро-ультрабазитов ниннинского комплекса, содержащих рассеянную магнетит-хромитовую минерализацию (ПМ III-2-3, 5, 6), и являющихся перспективными на выявление платиноидной минерализации
III-4	6	Долина р. Деп, выше устья р. Долбырь	[24]	ГА (90 км <sup>2</sup> ) интенсивностью 2-12 мГал предположительно фиксирует корневые части магматического очага (габбро-ультрабазиты ниннинского комплекса), предполагаемый выход пород которого на дневную поверхность расположен в 12 км юго-восточнее, где установлены контрастные потоки рассеяния никеля, хрома и меди (ВГХО IV-3-1). Габбро-ультрабазиты являются перспективными на выявление хромит-платиновой минерализации
<b>Горнотехническое сырье</b>				
<i>Тальк</i>				
II-4	2	Правый борт долины р. Деп, в 8 км выше устья руч. Хогде-Джугдагын	[23]	ПМ. При поиске россыпей золота в плотике встречены сильно оталькованные сланцы, а местами встречается почти чистый тальк
<b>Строительные материалы</b>				
<i>Карбонатные породы</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название объекта	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Мраморизованные известняки</i>				
II-1	4	Бассейн верховьев рек Тында, Алла и Долбырь	[46]	II. В образованиях теплоключевской свиты выявлено несколько линз и горизонтов мраморизованных известняков мощностью до 50-100 м, которые прослеживаются на несколько километров
III-1	6	Верховье руч. Гага и Кайла, правых притоков р. Деп	[46]	II. К выходам имачинской свиты приурочена пачка рифогенных известняков мощностью 100-600 м, прослеженная по простирацию на 12 км

## Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км <sup>2</sup>	Запасы				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>			
1	Сирикский ПРУ (1.0.1)	Au	250							30		30	0,12	
2	Долбырский ПРУ (2.1.1)	Au	1300							80		80	0,06	
3	Алгая-Анегданская ПРЗ (3.1.1)	Hg	730							31		31	0,04	
4	Зейско-Депская ПРЗ (0.1)	Pt	850								15	15	0,017	
5	Гарьско-Елнинская ПРЗ (4.1.1)	Au	290							40		40	0,0138	
		Ag								200		200	0,69	
6	Верхнедепский россыпной узел (0.2.1)	Au	1240					1,05	0,124	1,2		2,374	0,002	
7	Октябрьский россыпной узел (0.3.1)	Au	560						0,72			0,72	0,001	

Примечание. Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в тыс. тонн – 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 <sub>3</sub>	31	
Благородные металлы	Золото коренное	3	P <sub>3</sub>	150	
	Серебро	1	P <sub>3</sub>	200	
	Платина	1	МП	15	
	Золото россыпное		4	P <sub>2</sub>	0,844
			1	P <sub>3</sub>	1,2

Примечание. Прогнозные ресурсы и запасы приводятся: в тыс. тонн – 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, т		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
<i>Золото</i>					
1	Сирицкий ПРУ (1.0.1)	0	P <sub>3</sub> - 30	+30	Поисковые работы
2	Долбырский ПРУ (2.1.1)	P <sub>3</sub> - 24	P <sub>3</sub> - 80	+56	Поисковые работы
3	Гарьско-Елнинская ПРЗ (4.1.1)	0	P <sub>3</sub> - 40	+40	Поисковые работы
<i>Серебро</i>					
4	Гарьско-Елнинская ПРЗ (4.1.1)	0	P <sub>3</sub> - 200	+200	Поисковые работы
<i>Платина</i>					
5	Зейско-Депская ПРЗ (0.1)	0	MP - 15	+15	Поисковые работы



**Химический состав магматических и метаморфических пород**

№ п/п	№ пробы	Название породы	№ источника	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Σ
Ниннинский комплекс ультрабазит-базитовый (vK,л)																			
1	3-4	аподунит	ГДП-200	39,32	н/о	0,62	9,55	-	0,19	35,74	0,30	н/о	н/о	н/о	-	-	-	14,12	99,84
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Вторая фаза (γδK,б <sub>2</sub> )																			
2	1-4	гранодиорит	ГДП-200	66,24	0,49	14,95	3,97	-	0,07	2,69	2,32	2,99	3,94	0,09	-	-	-	2,26	100,01
3	97-18	гранодиорит	ГДП-200	67,37	0,73	16,55	5,11	-	0,05	1,38	0,23	0,83	4,57	0,07	-	-	-	3,02	99,91
4	191	кварцевый сиенит	ГДП-200	66,10	0,49	17,29	4,39	-	0,06	1,12	0,66	6,69	1,21	0,10	-	-	-	1,83	99,94
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Первая фаза (δK,б <sub>1</sub> )																			
5	1-5	кварцевый диорит	ГДП-200	59,59	0,57	15,72	5,89	-	0,10	5,46	3,84	3,48	2,51	0,11	-	-	-	2,72	99,99
6	88-22	кварцевый диорит	ГДП-200	56,99	0,71	17,49	7,10	-	0,10	3,08	6,10	3,26	1,30	0,18	-	-	-	2,92	99,23
7	89-11	кварцевый диорит	ГДП-200	57,20	0,74	15,99	7,59	-	0,18	6,60	1,27	1,69	2,62	0,18	-	-	-	5,82	99,70
8	1-6	кварцевый диорит	ГДП-200	59,59	0,57	15,72	5,89	-	0,10	5,46	3,84	3,48	2,51	0,11	-	-	-	2,72	99,99
9	1-11	кварцевый диорит	ГДП-200	61,94	0,63	16,09	5,15	-	0,07	3,51	4,29	3,88	2,59	0,15	-	-	-	1,70	100,00
10	93-18	кварцевый диорит	ГДП-200	62,87	0,65	15,21	6,52	-	0,10	4,62	2,25	3,23	1,18	0,16	-	-	-	3,12	99,91
11	93-20	кварцевый диорит	ГДП-200	59,91	0,88	14,92	7,85	-	0,13	5,25	4,12	2,73	0,41	0,16	-	-	-	3,52	99,88
12	8070-1	кварцевый диорит	ГДП-200	62,21	0,63	16,06	5,18	-	0,10	3,74	4,74	3,61	2,91	0,12	-	-	-	0,71	100,01
Талданская свита (K,tL)																			
13	152	андезит	ГДП-200	60,45	0,63	15,49	5,80	-	0,10	4,94	4,71	3,01	3,14	0,14	-	-	-	1,48	99,89
14	138-6	андезит	ГДП-200	58,26	0,76	16,30	6,07	-	0,13	4,23	4,65	2,71	1,28	0,17	-	-	-	5,27	99,83
15	152-8	андезит	ГДП-200	60,65	0,66	15,32	5,63	-	0,07	3,89	3,15	3,40	2,37	0,14	-	-	-	4,60	99,88
16	142-5	трахиандезит	ГДП-200	58,78	0,71	15,73	6,48	-	0,11	5,64	5,59	3,54	2,11	0,15	-	-	-	1,04	99,88
17	142-3	дацит	ГДП-200	63,63	0,61	14,96	5,00	-	0,08	3,75	3,66	3,61	3,10	0,12	-	-	-	1,37	99,89
18	97-16	дацит	ГДП-200	63,04	0,37	18,00	4,56	-	0,16	1,15	4,48	4,80	1,23	0,19	-	-	-	1,97	99,95
19	152-15	дацит	ГДП-200	66,44	0,50	15,02	5,43	-	0,09	1,26	1,98	3,77	2,65	0,11	-	-	-	2,68	99,93
Джалонский комплекс гранодиорит-гранитовый. Вторая фаза (γJ,δ <sub>2</sub> )																			
20	4555	гранит	[21]	72,85	0,17	15,03	0,24	0,83	0,01	0,53	2,05	3,90	3,64	0,03	н/о	0,08	0,25	0,15	99,61
21	259	гранит	ГДП-200	69,18	0,50	15,21	3,46	-	0,04	0,94	2,10	4,52	3,25	0,18	-	-	-	0,45	99,83
22	274	гранит	ГДП-200	69,45	0,25	16,54	2,60	-	0,01	0,47	2,47	5,43	2,30	0,09	0,17	-	-	0,21	99,99
23	192-8	гранит	ГДП-200	72,31	0,30	14,53	2,25	-	0,02	0,61	1,73	4,39	3,21	0,08	-	-	-	0,41	99,84
24	196-21	гранит	ГДП-200	70,79	0,35	14,76	3,07	-	0,04	0,66	2,05	4,02	3,44	0,09	-	-	-	0,58	99,85
25	239-14	гранит	ГДП-200	68,85	0,32	15,82	2,86	-	0,02	0,93	2,33	3,65	4,59	0,10	-	-	-	0,23	99,70
Обкинский комплекс гранодиорит-диоритовый (δ-γδJ,γ-δ)																			
26	196-27	диорит	ГДП-200	56,87	1,06	17,78	8,31	-	0,12	3,06	6,50	3,91	1,66	0,22	-	-	-	0,44	99,93
27	198	диорит	ГДП-200	56,32	1,10	18,27	8,19	-	0,12	3,18	6,65	3,99	1,56	0,21	-	-	-	0,34	99,93
28	4562	кварцевый диорит	[21]	59,20	1,08	17,21	2,19	3,75	0,09	2,88	5,39	4,57	1,70	0,23	н/о	0,13	1,45	1,10	99,87

Продолжение прил. 6

№ п/п	№ пробы	Название породы	№ источника	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Σ
29	239-9	кварцевый диорит	ГДП-200	59,92	0,92	17,04	6,64	-	0,10	2,97	5,23	4,31	2,01	0,23	-	-	-	0,54	99,91
30	293-15	умереннощелочной кварцевый диорит	ГДП-200	62,50	0,91	16,26	5,57	-	0,09	2,25	4,18	4,17	3,50	0,20	-	-	-	0,24	99,87
31	250-30	габбро	ГДП-200	47,67	2,74	16,09	13,73	-	0,20	6,51	7,96	3,12	0,63	0,34	-	-	-	0,93	99,92
32	166	габбро	ГДП-200	45,23	1,00	21,80	9,89	-	0,13	5,98	9,65	2,00	1,07	0,06	-	-	-	3,15	99,96
33	169-12	габбро	ГДП-200	48,37	0,75	18,65	10,34	-	0,16	8,04	7,32	2,58	0,96	0,14	-	-	-	2,64	99,95
34	289-8	габбродиорит	ГДП-200	52,17	0,93	16,77	8,37	-	0,14	6,34	9,43	3,54	1,09	0,15	-	-	-	0,99	99,92
35	173-21	пироксенит	ГДП-200	43,07	0,70	12,68	14,30	-	0,16	15,38	8,22	0,70	0,41	0,03	-	-	-	4,30	99,95
36	291-21	пироксенит	ГДП-200	45,64	0,55	6,39	18,96	-	0,32	20,62	3,57	0,25	0,08	0,05	-	-	-	3,52	99,95
37	174	перидотит	ГДП-200	41,25	0,48	18,94	11,41	-	0,15	11,94	9,75	0,85	0,34	0,04	-	-	-	4,80	99,95
38	169-15	перидотит	ГДП-200	41,73	0,81	20,17	13,45	-	0,15	9,05	9,16	0,83	0,94	0,09	-	-	-	3,56	99,94
Тунгалинский комплекс субвулканический риолит-трахибазальт-базальтовый (ВJ <sub>1-3</sub> t)																			
39	4481	трахибазальт	[21]	47,00	3,02	15,63	1,80	10,00	0,16	5,58	7,54	4,57	0,24	0,21	н/о	0,54	4,05	3,70	100,34
Дессовский комплекс дацит-базальтовый (ВJ <sub>2</sub> ds)																			
40	224-17	базальт	ГДП-200	47,65	1,19	15,57	7,56	-	0,16	4,65	11,19	3,49	0,23	0,25	-	-	-	8,00	99,94
41	230	базальт	ГДП-200	51,41	1,09	15,66	9,09	-	0,13	7,24	7,23	4,42	0,16	0,11	-	-	-	3,40	99,94
42	184-4	базальт	ГДП-200	49,97	1,21	16,56	9,26	-	0,16	5,12	10,05	3,88	0,42	0,14	-	-	-	3,16	99,93
43	217-2	риолит	ГДП-200	74,72	0,23	13,61	2,14	-	0,06	1,46	1,11	0,94	3,55	0,06	-	-	-	2,00	99,88
44	К-124-3	андезит	ГДП-200	57,30	0,78	16,67	7,88	-	0,44	2,84	6,67	5,41	0,08	0,15	-	-	-	1,72	99,94
45	177-1	дацит	ГДП-200	68,44	0,49	15,79	3,61	-	0,05	1,74	0,98	1,32	4,30	0,10	-	-	-	3,06	99,88
Аякская свита (J <sub>2</sub> ak)																			
46	7	песчаник	ГДП-200	72,68	0,39	13,83	3,09	-	0,02	0,67	0,29	3,25	3,56	0,08	-	-	-	2,15	100,01
47	8057-5	алевролит	ГДП-200	66,23	0,79	16,49	4,41	-	н/о	1,43	0,72	2,28	3,87	0,13	-	-	-	3,63	99,98
48	8057-6	алевролит	ГДП-200	72,88	0,42	13,84	3,16	-	н/о	0,85	0,20	1,15	3,84	0,07	-	-	-	3,59	100,00
Амканская свита (J <sub>2</sub> am)																			
49	258-12	алевролит	ГДП-200	63,44	0,73	16,11	5,78	-	0,08	2,23	1,47	3,75	2,96	0,18	-	-	-	3,18	99,91
50	220-12	алевролит	ГДП-200	61,12	0,70	17,85	7,14	-	0,10	2,23	1,01	2,85	2,88	0,13	-	-	-	3,89	99,90
51	171	алевролит	ГДП-200	61,66	0,75	17,25	6,42	-	0,16	2,17	1,03	2,91	9,07	0,21	-	-	-	4,27	99,90
Пиканский комплекс габбро-диорит-плагиигранитовый (vT <sub>1</sub> p)																			
52	5062	габбро	[21]	50,23	1,00	19,62	1,82	6,13	0,12	4,75	9,49	3,01	0,63	0,16	0,01	н/о	2,56	2,51	99,53
53	5062-3	габбро	[21]	49,15	1,34	17,43	2,63	8,17	0,17	6,33	8,52	2,23	0,37	0,25	0,02	0,03	2,95	2,18	99,59
54	5063-1	габбро	[21]	50,31	1,03	19,07	2,28	6,19	0,13	4,60	8,52	3,51	0,44	0,21	н/о	0,29	3,03	2,76	99,61
55	5064	габбро	[21]	50,52	1,06	19,36	2,55	6,21	0,12	4,65	9,17	2,89	0,30	0,20	0,02	н/о	2,57	2,47	99,62
Гимигинский комплекс гранодиорит-гранитовый (γP <sub>1</sub> g)																			
56	469-6	лейкогранит	ГДП-200	76,55	0,13	12,54	1,50	-	н/о	н/о	0,65	2,69	5,37	н/о	-	-	-	0,53	99,96
Типаринская свита (C <sub>1</sub> tp)																			
57	8033-1	андезит	ГДП-200	60,74	0,75	15,27	7,54	-	0,16	5,79	1,93	2,64	1,25	0,15	-	-	-	3,82	100,04
58	8033-2	базальт	ГДП-200	48,68	1,15	16,44	10,43	-	0,18	7,48	7,63	2,72	0,70	0,18	-	-	-	3,41	99,00
Теплоключевская свита (PZ <sub>2</sub> ?tk)																			
59	5102-1	базальт метаморфизованный	[21]	47,11	1,58	15,72	4,94	4,98	0,12	6,33	14,90	1,92	0,05	0,14	0,01	н/о	1,86	1,86	99,66
60	5105	базальт метаморфизованный	[21]	48,90	1,64	15,61	4,07	5,27	0,15	6,63	10,43	3,33	0,71	0,21	н/о	0,12	2,62	2,53	99,69

№ п/п	№ пробы	Название породы	№ источника	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Σ
61	5134	базальт метаморфизованный	[21]	48,82	1,38	15,55	3,39	5,44	0,17	6,63	12,12	2,78	0,30	0,10	н/о	0,84	2,41	2,81	99,93
62	4347-5	андезиобазальт метаморфизованный	[21]	52,73	1,82	15,94	1,82	7,65	0,17	5,74	5,58	3,57	1,17	0,28	0,01	0,11	3,20	2,82	99,79
63	469-6	риолит	ГДП-200	76,55	0,13	12,54	1,50	-	н/о	н/о	0,65	2,69	5,37	н/о	-	-	-	0,53	99,96
Алгаинская свита. Верхняя подсвита (PZ <sub>2</sub> ?al <sub>2</sub> )																			
64	4361	серицит-кварцевый сланец	[21]	68,19	0,61	15,80	1,04	3,02	0,12	1,49	0,62	3,90	2,74	0,16	н/о	0,07	2,02	2,25	99,78
65	4382-2	серицит-кварцевый сланец	[21]	69,20	0,47	14,32	0,41	3,81	0,04	1,15	0,87	3,02	4,28	0,12	0,01	н/о	2,42	2,47	100,12
66	4382	серицит-кварцевый сланец	[21]	64,75	0,73	16,88	1,52	3,26	0,12	1,64	0,77	4,21	3,40	0,15	н/о	0,20	2,25	2,25	99,88
67	4222-5	щелочной пикробазальт метаморфизованный	[21]	43,28	2,02	14,13	0,93	6,11	0,07	5,27	11,63	4,48	0,50	0,46	0,01	7,53	3,17	10,43	99,59
68	076-13	базальт метаморфизованный	[21]	47,06	2,17	14,51	4,03	10,07	0,31	5,82	8,91	2,79	0,30	0,14	0,02	0,65	3,34	3,26	100,12
69	077-12	трахиандезиобазальт метаморфизованный	[21]	52,05	2,59	15,74	1,51	8,73	0,21	2,67	5,07	6,02	0,13	0,82	0,02	1,24	2,89	3,38	99,69
71	077-16	трахиандезиобазальт метаморфизованный	[21]	50,98	2,75	17,35	1,15	9,83	0,16	2,72	3,89	6,02	0,42	0,68	н/о	0,45	3,67	2,77	100,07
71	4284	трахиобазальт метаморфизованный	[21]	48,07	2,41	17,09	1,34	11,57	0,20	3,40	4,89	4,02	1,24	0,33	0,01	2,07	3,14	5,19	99,78
Зубаревская свита (PZ,zb)																			
72	4391-2	кварц-серицитовый сланец	[21]	65,32	0,73	16,76	0,40	4,72	0,09	1,54	0,87	3,52	3,49	0,21	0,01	н/о	2,48	2,50	100,14
73	4252-2	трахит метаморфизованный	[21]	60,21	0,19	19,44	2,97	3,04	0,11	0,62	0,31	4,93	6,02	0,11	0,01	0,20	2,04	1,82	100,20
74	4251-7	трахиандезит метаморфизованный	[21]	59,57	0,20	19,56	1,18	5,43	0,16	1,05	0,80	6,79	2,51	0,10	0,01	0,32	1,96	2,02	99,64
Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый. Третья фаза (γC,zd <sub>3</sub> )																			
75	147	умереннощелочной лейкогранит	ГДП-200	75,45	0,09	12,88	1,43	-	0,02	0,20	0,68	2,42	6,14	0,03	-	-	-	0,60	99,91
Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый. Вторая фаза (γδC,zd <sub>2</sub> )																			
76	12	гранодиорит	ГДП-200	64,16	0,62	12,70	6,39	-	0,11	4,62	3,92	2,56	0,73	0,14	-	-	-	4,04	99,99
Зейско-депский комплекс плагиогранит-диоритовый. Первая фаза (δC,zd <sub>1</sub> )																			
77	374-14	диорит	ГДП-200	54,85	1,39	18,34	9,77	-	0,14	4,90	0,79	4,87	0,75	0,43	-	-	-	3,71	99,94
78	8040-2	диорит	ГДП-200	53,13	0,77	14,95	8,66	-	0,19	8,81	6,04	3,37	1,05	0,13	-	-	-	2,90	100,00
79	372-14	кварцевый диорит	ГДП-200	60,96	0,75	15,79	6,73	-	0,10	5,13	1,15	3,57	1,95	0,21	-	-	-	3,56	99,90
80	89	кварцевый диорит	ГДП-200	57,84	1,12	13,28	9,08	-	0,14	6,73	5,50	0,65	0,90	0,20	-	-	-	4,30	99,73
Метасоматиты																			
81	4408-A	метасоматит	[21]	92,23	0,16	2,42	2,01	0,20	0,50	0,91	0,42	0,14	0,32	0,05	н/о	0,08	0,80	0,57	100,24
82	150-5	метасоматит	ГДП-200	95,63	0,03	0,74	2,88	-	0,14	0,13	0,15	<0,25	0,17	0,01	-	-	-	0,00	100,13

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 (vK,n)																		
1	3-4	аподунит	-	7,43	21,84	1609,52	82,99	2009,84	-	51,18	0,49	0,71	5,43	0,34	0,74	-	0,02	10,95
2	3-5	аподунит	-	6,12	20,21	-	79,28	1999,98	8,72	47,33	0,55	1,33	6,03	0,30	0,73	-	0,04	20,74
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Вторая фаза (γδK,b <sub>2</sub> )																		
3	1-4	гранодиорит	1,35	5,77	62,78	61,26	10,07	49,41	31,68	95,70	13,63	112,92	238,35	9,18	73,43	4,28	6,88	394,83
4	97-18	гранодиорит	3,22	13,94	60,34	76,38	6,85	19,78	11,53	88,30	23,08	312,08	98,57	29,22	244,04	12,99	9,17	1329,16
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Первая фаза (δK,b <sub>1</sub> )																		
5	1-5	диорит	0,63	9,34	66,15	42,16	11,09	46,56	11,71	42,74	9,43	44,43	225,40	6,85	39,02	2,19	0,87	258,84
6	1-11	кварцевый диорит	1,31	9,61	71,76	114,67	12,59	60,26	-	42,27	12,99	49,16	328,42	11,37	19,12	3,39	2,88	454,77
7	93-18	кварцевый диорит	1,06	15,72	132,63	441,78	19,33	178,53	41,68	92,79	16,85	36,10	451,86	12,51	56,02	5,86	1,01	421,48
8	93-20	кварцевый диорит	0,83	20,01	186,78	1161,05	26,21	164,34	58,87	74,09	18,38	14,69	973,28	13,89	65,32	6,59	0,50	129,46
9	89-11	кварцевый диорит	1,82	20,92	143,78	423,86	33,25	330,38	65,05	111,73	20,55	139,80	113,24	28,58	133,72	7,90	3,00	973,47
10	88-22	диорит	0,78	17,92	159,91	69,29	21,28	64,01	47,31	67,67	19,38	49,13	908,79	14,26	91,96	2,95	0,91	314,03
11	358	кварцевый диорит	2,23	10,67	130,91	40,55	14,58	15,97	18,00	101,78	24,11	73,37	573,90	10,40	38,72	11,63	1,38	409,39
12	8070-1	кварцевый диорит	1,19	8,96	92,82	109,84	12,50	42,92	28,11	65,04	14,47	88,68	450,88	11,40	5,87	4,80	5,18	598,56
Талданский комплекс андезитовый (ζK,tl)																		
13	97-16	дацит	1,04	5,28	32,76	13,17	7,80	8,74	11,51	79,00	20,12	33,25	1143,18	11,08	77,98	4,43	1,52	763,71
14	138-6	андезит	1,83	16,18	78,95	219,88	21,33	62,44	13,49	140,38	21,03	21,79	650,90	18,80	210,26	7,23	1,76	2165,35
15	142-5	трахиандезит	1,52	17,81	138,48	290,23	24,03	106,26	55,66	74,34	18,48	65,15	557,33	15,43	118,46	5,97	4,78	1322,36
16	142-3	дацит	1,91	13,72	165,00	160,14	17,38	70,25	23,16	24,09	18,81	114,61	456,27	14,72	9,01	7,45	4,86	470,40
17	152	гранит	1,71	17,31	202,39	257,47	21,72	94,10	19,19	93,11	19,65	131,56	483,92	14,03	49,86	6,27	5,93	572,78
18	152-8	андезит	2,09	14,68	163,75	273,76	20,04	118,70	29,24	80,93	20,31	65,17	355,23	13,84	139,90	5,16	3,89	589,92
19	152-15	дацит	1,65	8,57	60,42	110,53	9,45	41,86	25,65	-	17,67	69,51	344,39	7,86	57,69	4,79	3,30	544,70
Джалонский комплекс гранодиорит-гранитовый. Вторая фаза (γJ,d <sub>2</sub> )																		
20	169-9	гранит	1,48	9,72	82,54	50,18	9,77	18,15	23,53	55,68	18,00	29,01	339,12	18,84	42,57	9,50	0,93	945,43
21	171-31	гранит	1,47	3,77	25,90	10,14	4,76	4,04	8,84	202,09	15,41	42,18	222,17	6,47	3,48	9,48	0,55	2025,63
22	192-8	гранит	1,65	2,99	31,53	8,49	3,80	3,84	5,92	156,28	19,40	48,17	736,16	3,10	5,22	2,45	0,30	1526,80
23	196-21	гранит	1,90	3,06	30,49	14,33	4,60	6,92	15,60	156,02	16,34	56,39	307,74	10,41	9,53	9,23	0,64	1279,96
24	239-14	гранит	1,03	2,05	42,21	16,46	6,01	12,83	14,87	240,07	17,30	65,63	716,17	5,33	2,84	2,09	0,58	3041,25
25	250-27	гранит	1,57	9,38	198,38	21,54	16,88	7,89	12,29	161,22	27,37	52,55	1233,90	14,89	9,00	12,16	0,52	979,18
26	252	гранит	0,70	5,53	108,87	16,77	12,40	11,09	30,77	241,01	18,39	49,18	900,85	9,04	12,15	10,12	0,97	871,30
27	259	гранит	0,74	3,51	32,74	22,71	4,41	4,76	5,04	209,31	16,34	49,57	812,83	4,02	7,67	4,00	0,27	1608,94
28	263-15	гранит	0,79	7,19	102,68	99,18	12,57	27,60	18,71	140,85	15,14	60,17	385,70	9,98	7,77	10,49	0,87	528,13
29	274	гранит	0,80	2,07	21,27	12,23	2,93	4,76	14,63	207,35	16,71	26,49	1053,00	2,55	5,57	2,17	0,20	1888,31

Продолжение прил. 7

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
30	285	гранит	0,90	2,44	20,70	12,63	3,65	3,95	10,22	220,67	17,52	42,17	1054,25	2,70	6,37	3,62	0,28	1802,36
31	299-1	гранит	0,73	2,86	28,84	36,95	3,91	4,54	10,27	240,54	16,70	40,52	833,01	3,42	6,89	3,19	0,27	1725,60
Дессовский комплекс дацит-базальтовый ( $J_{2,ds}$ )																		
32	K-124-3	андезит	5,14	14,66	213,54	90,66	20,04	65,64	52,05	82,33	17,14	1,42	285,81	19,60	113,44	8,81	0,13	25,53
33	177-1	дацит	2,25	5,71	34,46	11,07	4,10	5,59	11,82	182,04	21,20	140,91	182,68	11,09	77,83	11,29	6,38	1235,89
34	184-4	базальт	0,99	28,51	312,77	296,33	49,82	90,97	64,38	89,01	17,74	9,31	140,01	18,43	15,52	3,07	0,41	75,07
35	217-2	риолит	2,68	4,27	14,76	9,30	1,74	2,59	1,93	103,16	19,13	114,32	104,09	9,25	77,13	15,01	4,82	1098,72
36	224-17	базальт	1,23	24,13	221,74	277,51	30,39	68,06	21,47	39,63	16,70	5,50	523,56	17,85	43,81	3,43	0,27	72,08
37	230	базальт	0,78	27,39	275,72	202,29	35,38	34,59	38,05	34,71	14,58	3,04	149,93	19,29	32,26	2,14	0,20	46,77
Аякская свита ( $J_{2,ak}$ )																		
38	7	базальт	1,74	4,57	23,12	22,16	2,38	6,67	-	50,80	13,56	102,34	69,17	13,89	73,25	5,60	3,52	494,12
39	8057-5	алевролит	2,77	10,88	74,09	51,06	6,77	25,94	49,20	82,35	19,32	166,32	55,72	21,64	122,96	12,34	8,61	384,23
40	8057-6	алевролит	2,62	7,24	40,24	30,41	1,74	10,44	11,21	47,49	16,91	157,80	52,67	17,67	92,88	11,35	10,89	418,51
Амканская свита ( $J_{2,am}$ )																		
41	167-7	алевролит	2,00	21,94	243,15	164,12	21,77	62,61	53,56	68,37	22,72	89,31	183,61	19,66	93,38	7,80	4,36	626,91
42	171	алевролит	2,59	13,32	141,78	72,40	16,94	27,45	42,41	168,73	24,48	114,12	126,05	19,67	93,90	12,38	4,49	727,96
43	220-12	алевролит	2,27	12,87	145,44	42,53	18,36	24,28	29,61	136,74	22,88	100,56	156,72	14,55	74,58	8,87	4,78	754,02
44	258-12	алевролит	1,18	11,40	107,88	49,24	12,68	18,56	35,11	187,38	17,45	97,17	240,50	18,44	72,63	10,20	3,20	678,57
Обкинский комплекс гранодиорит-диоритовый ( $\delta$ - $\gamma\delta_{1-2,0}$ )																		
45	166	габбро	0,55	14,39	171,50	53,14	31,93	47,23	16,73	44,44	22,35	34,17	577,28	9,64	21,90	2,87	1,83	190,35
46	168	диорит	1,47	15,62	176,05	36,01	19,09	17,02	37,19	60,43	19,48	39,69	364,92	26,35	6,92	14,34	0,75	506,41
47	169-12	габбро	1,40	10,23	219,23	28,31	47,15	51,92	14,21	118,98	19,60	33,46	589,12	8,83	19,39	4,60	1,60	256,83
48	169-15	перидотит	0,86	3,19	357,54	76,19	69,09	62,23	14,52	100,65	20,22	29,94	586,04	2,90	25,18	2,21	1,62	157,09
49	171-26	габбро	1,44	33,65	324,15	122,68	30,67	36,83	82,88	85,89	19,98	7,47	504,87	14,36	19,04	7,75	0,35	214,31
50	173-21	пироксенит	0,72	16,35	298,79	75,48	97,15	101,19	43,91	96,22	13,34	9,60	309,61	7,39	25,24	2,64	0,63	102,63
51	174	перидотит	0,62	7,43	152,92	216,91	76,63	125,20	13,13	102,82	16,82	11,59	632,45	2,34	12,35	0,90	0,86	71,43
52	191	кварцевый снит	1,75	7,33	48,29	28,58	3,31	7,04	12,46	107,11	20,73	34,12	292,39	9,29	42,34	11,04	2,05	485,06
53	196-27	диорит	2,45	18,03	202,02	22,42	20,94	14,16	46,68	149,93	22,17	54,96	506,05	19,75	12,33	14,05	3,09	549,53
54	198	диорит	2,04	15,91	210,56	19,54	21,79	11,70	37,59	81,14	21,93	53,42	530,19	16,74	9,28	14,05	3,07	540,35
55	198-11	диорит	2,11	13,53	213,39	22,83	19,96	11,00	103,20	97,21	20,57	86,48	478,44	18,59	8,68	22,04	5,34	596,07
56	239-9	кварцевый диорит	1,62	9,91	161,74	50,68	16,05	16,20	6,10	94,03	23,98	53,88	704,78	8,64	6,85	6,03	0,81	597,48
57	243	гранодиорит	1,66	7,91	108,40	10,80	11,11	8,42	4,36	131,37	22,27	47,29	795,70	7,81	5,70	5,79	0,67	1286,12
58	250-30	габбро	1,50	18,43	190,32	292,93	56,20	152,91	278,61	119,70	24,84	10,23	833,35	16,89	9,03	18,97	0,25	134,96
59	280-5	гранодиорит	0,74	3,03	32,28	14,22	4,36	5,69	12,11	227,25	15,31	42,58	902,35	4,55	6,69	3,49	0,35	1966,23
60	289-8	габбродиорит	0,49	34,95	243,05	339,70	26,70	43,42	12,23	112,21	12,66	11,59	595,70	13,76	17,92	3,94	0,67	193,31
61	291-21	пироксенит	0,14	22,67	163,11	112,26	90,24	74,72	57,36	172,41	7,58	0,66	72,30	4,76	5,07	0,62	0,02	27,84
62	293-15	умереннощелочной кварцевый диорит	0,97	9,54	124,13	16,26	11,17	7,00	29,67	181,24	18,64	83,80	622,32	15,31	9,05	10,77	0,94	1139,75
Типаринская свита ( $C_{1,p}$ )																		
63	8033-1	андезит	0,84	15,52	118,65	205,38	22,60	174,13	37,42	84,66	14,42	31,40	347,38	14,04	17,38	4,28	0,72	309,07

Окончание прил. 7

№ п/п	№ пробы	Название породы	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
Гармаканская свита (PZ <sub>2</sub> ?gr)																		
64	349	диорит	1,77	7,62	54,40	39,73	3,38	10,36	9,89	72,42	15,01	84,79	185,34	14,98	39,83	7,51	7,47	503,65
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Третья фаза ( $\gamma C_1 zd_3$ )																		
65	469-6	лейкогранит	0,52	0,87	7,86	11,80	1,37	6,45	9,50	57,04	12,73	90,39	88,63	3,98	35,28	1,02	0,52	680,10
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Первая фаза ( $\delta C_1 zd_1$ )																		
66	372-14	кварцевый диорит	1,66	17,71	168,80	365,54	21,96	215,83	86,55	53,27	16,39	61,03	206,47	20,04	78,99	8,18	1,78	338,30
67	374-14	диорит	0,84	19,67	321,72	56,15	34,31	61,12	48,92	91,19	21,82	24,46	209,65	7,38	38,70	2,77	1,72	1187,63

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 (vK,η)																					
1	3-4	аподунит	0,27	0,65	0,02	0,28	0,01	-	0,03	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,19	0,03	-	-
2	3-5	аподунит	0,48	1,14	0,06	0,39	0,02	-	0,04	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,69	0,05	-	-
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Вторая фаза (γδK,b <sub>2</sub> )																					
3	1-4	гранодиорит	26,06	21,00	15,29	11,02	5,59	2,80	4,24	2,69	2,12	1,72	1,73	1,35	1,54	1,22	6,25	16,02	136,19	81,90	-
4	97-18	гранодиорит	32,44	68,83	5,87	29,20	5,47	0,82	5,49	0,56	5,40	0,69	2,87	0,35	3,19	0,37	4,99	20,59	17,97	3,54	-
Буриндинский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый. Первая фаза (δK,b <sub>1</sub> )																					
5	1-5	диорит	8,48	16,86	1,92	7,34	1,35	0,37	1,47	0,18	1,03	0,20	0,58	0,07	0,50	0,06	0,86	5,19	2,41	0,74	-
6	1-11	кварцевый диорит	18,25	36,28	4,36	16,75	3,08	0,72	3,47	0,42	2,28	0,42	1,19	0,15	0,97	0,13	0,82	10,45	8,84	0,78	-
7	93-18	кварцевый диорит	19,57	42,46	5,03	19,27	3,83	1,06	4,35	0,57	3,37	0,47	1,82	0,20	1,56	0,16	1,03	4,99	3,51	0,85	-
8	93-20	кварцевый диорит	23,45	71,41	5,97	22,62	4,43	1,19	5,03	0,68	3,82	0,54	2,09	0,25	1,83	0,21	1,37	13,66	4,21	0,86	-
9	89-11	кварцевый диорит	25,32	59,28	5,89	31,53	6,44	1,25	7,29	0,77	5,64	0,84	2,96	0,31	2,61	0,29	2,63	21,62	6,66	1,32	-
10	88-22	диорит	11,28	21,55	2,93	16,29	3,45	1,01	3,80	0,39	2,93	0,43	1,54	0,16	1,34	0,14	1,65	9,26	2,14	0,52	-
11	358	кварцевый диорит	50,60	97,74	9,44	34,00	5,00	1,40	5,59	0,56	2,67	0,43	1,25	0,15	1,00	0,15	1,06	30,29	14,92	1,86	-
12	8070-1	кварцевый диорит	16,35	41,35	4,08	15,90	2,84	0,60	3,08	0,30	2,06	0,32	1,09	0,07	0,99	0,06	0,25	12,39	7,65	1,67	-
Талданский комплекс андезитовый (ζK,tl)																					
13	97-16	дацит	14,95	28,38	3,57	18,98	3,47	1,12	3,49	0,33	2,25	0,32	1,13	0,11	1,02	0,11	1,63	8,93	2,26	0,59	-
14	138-6	андезит	23,02	58,01	4,94	25,77	4,91	1,20	5,23	0,51	3,64	0,53	1,92	0,20	1,72	0,20	4,02	12,65	7,15	1,51	-
15	142-5	трахиандезит	16,32	29,39	3,71	19,44	3,87	0,97	4,14	0,42	3,13	0,47	1,69	0,18	1,55	0,17	2,44	8,21	7,01	0,97	-
16	142-3	дацит	27,82	59,88	6,13	24,14	4,37	0,82	4,74	0,57	3,15	0,57	1,66	0,23	1,53	0,23	0,68	18,48	20,40	2,63	-
17	152	гранит	27,29	58,91	6,47	25,58	4,62	1,05	5,06	0,59	3,08	0,56	1,64	0,22	1,51	0,22	1,41	16,21	13,00	1,89	-
18	152-8	андезит	19,33	45,26	4,95	20,09	3,85	0,94	4,48	0,56	3,12	0,57	1,64	0,23	1,54	0,23	3,44	22,63	7,19	2,35	-
19	152-15	дацит	16,19	35,14	3,90	15,38	2,99	0,71	3,12	0,37	1,85	0,33	0,87	0,11	0,71	0,11	2,05	20,99	5,38	1,62	0,06
Джалонский комплекс гранодиорит-гранитовый. Вторая фаза (γJ,d <sub>2</sub> )																					
20	169-9	гранит	25,27	49,92	5,00	20,95	4,05	1,12	4,95	0,64	4,01	0,74	2,26	0,29	1,98	0,26	3,66	11,49	5,25	0,72	0,11
21	171-31	гранит	26,54	42,05	3,74	13,97	2,13	0,81	2,22	0,26	1,52	0,28	0,84	0,11	0,76	0,10	0,22	10,16	5,07	0,32	0,09
22	192-8	гранит	22,81	46,57	4,50	17,72	2,42	0,67	1,92	0,18	0,86	0,14	0,42	0,05	0,35	0,04	0,28	19,95	4,22	0,18	0,58
23	196-21	гранит	21,21	47,16	4,26	17,47	3,06	0,83	3,10	0,39	2,33	0,43	1,34	0,18	1,30	0,18	0,59	12,38	6,55	0,85	0,08
24	239-14	гранит	63,39	115,97	10,70	40,07	5,04	0,95	4,13	0,36	1,62	0,24	0,72	0,08	0,56	0,07	0,23	21,34	8,86	0,37	0,06
25	250-27	гранит	59,92	130,49	14,20	61,06	9,95	2,78	8,27	0,84	4,13	0,63	1,78	0,22	1,58	0,22	0,67	12,70	6,19	0,54	0,07
26	252	гранит	36,05	83,99	8,03	23,59	3,67	1,31	3,69	0,43	2,06	0,39	1,11	0,15	0,95	0,17	0,66	9,22	4,67	1,27	0,05
27	259	гранит	46,21	90,98	8,59	25,35	3,64	0,85	3,11	0,30	1,15	0,19	0,53	0,06	0,31	0,05	0,26	17,65	7,10	0,19	0,05
28	263-15	гранит	38,46	78,73	7,63	23,87	4,38	1,07	4,40	0,53	2,61	0,48	1,25	0,15	0,74	0,11	0,27	7,32	9,66	0,64	0,05
29	274	гранит	24,17	51,80	5,01	14,89	2,19	0,78	1,88	0,18	0,72	0,12	0,33	0,04	0,22	0,04	0,25	18,36	3,51	0,17	0,05

№ п/п	№ пробы	Название породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Pt
30	285	гранит	33,33	63,09	6,18	18,26	2,57	0,79	2,16	0,20	0,77	0,12	0,34	0,04	0,21	0,03	0,20	20,04	3,25	0,18	0,04
31	299-1	гранит	43,36	83,42	7,88	23,13	3,29	0,79	2,77	0,26	0,98	0,16	0,45	0,05	0,28	0,04	0,21	29,50	5,62	0,19	0,04
Дессовский комплекс дацит-базальтовый (B <sub>J,ds</sub> )																					
32	K-124-3	андезит	27,63	63,19	6,32	27,78	5,54	1,71	6,33	0,82	4,96	0,90	2,78	0,37	2,68	0,37	3,38	15,83	6,45	2,06	0,04
33	177-1	дацит	49,27	101,91	10,16	41,22	6,48	1,21	5,64	0,61	3,12	0,50	1,40	0,18	1,22	0,16	2,55	22,73	7,44	0,90	0,31
34	184-4	базальт	6,60	15,71	2,17	11,40	3,23	1,09	4,27	0,65	4,32	0,83	2,45	0,31	2,09	0,27	0,91	2,42	0,82	0,18	0,08
35	217-2	риолит	16,95	40,70	4,07	15,50	3,00	0,40	2,87	0,39	2,30	0,40	1,19	0,16	1,20	0,16	2,48	13,36	5,84	1,18	0,12
36	224-17	базальт	10,24	22,52	3,16	15,73	3,88	1,18	4,68	0,66	4,27	0,78	2,28	0,29	2,06	0,27	1,61	1,49	1,06	0,13	0,07
37	230	базальт	5,26	13,61	2,03	10,92	3,28	1,05	4,45	0,68	4,61	0,87	2,55	0,33	2,28	0,30	1,39	1,50	0,58	0,28	0,09
Аякская свита (J <sub>ak</sub> )																					
38	7	базальт	38,76	81,10	8,63	31,40	5,48	0,79	5,78	0,64	3,17	0,56	1,67	0,22	1,52	0,23	2,30	20,45	14,47	3,12	-
39	8057-5	алевролит	32,22	76,62	8,38	32,81	6,36	0,89	6,47	0,78	4,39	0,80	2,46	0,31	2,38	0,31	3,45	17,05	17,73	5,53	-
40	8057-6	алевролит	27,66	60,24	7,04	27,11	5,28	0,57	5,33	0,64	3,65	0,66	2,08	0,26	2,11	0,27	2,83	33,61	17,83	4,82	-
Амканская свита (J <sub>am</sub> )																					
41	167-7	алевролит	20,10	48,11	5,26	23,96	5,04	1,23	5,93	0,76	4,76	0,89	2,71	0,36	2,51	0,34	2,72	13,55	4,82	1,14	0,04
42	171	алевролит	34,74	74,54	7,00	29,90	5,73	1,11	5,88	0,77	4,69	0,86	2,61	0,35	2,48	0,33	3,00	28,35	11,22	2,51	0,11
43	220-12	алевролит	17,30	40,79	4,28	18,44	3,89	0,89	4,08	0,57	3,63	0,66	1,94	0,25	1,81	0,23	2,28	18,06	7,23	1,21	0,09
44	258-12	алевролит	31,70	68,58	7,15	23,19	4,81	1,12	5,21	0,75	4,20	0,82	2,34	0,33	1,92	0,30	1,95	21,43	10,39	2,27	0,08
Обкинский комплекс гранодиорит-диоритовый (δ-γδJ <sub>-o</sub> )																					
45	166	габбро	7,26	16,83	2,27	11,41	2,61	0,81	3,02	0,39	2,42	0,44	1,31	0,16	1,13	0,15	0,99	3,60	0,69	0,17	0,01
46	168	диорит	24,99	56,32	6,27	27,49	5,56	1,23	6,66	0,88	5,43	1,01	3,17	0,43	3,04	0,41	0,55	11,06	4,36	1,06	0,00
47	169-12	габбро	12,89	28,81	3,16	14,33	2,83	0,83	2,84	0,36	2,12	0,39	1,17	0,16	1,11	0,16	0,96	5,85	1,61	0,44	0,09
48	169-15	перидотит	6,45	13,36	1,55	6,49	1,09	0,44	1,02	0,12	0,69	0,13	0,41	0,06	0,45	0,07	0,94	3,28	0,90	0,33	0,08
49	171-26	габбро	16,38	39,40	4,33	19,64	4,14	1,31	4,47	0,58	3,58	0,66	1,91	0,25	1,74	0,24	1,34	6,13	1,61	0,49	0,09
50	173-21	пироксенит	5,45	13,25	1,78	8,67	2,01	0,42	2,08	0,29	1,80	0,33	0,99	0,13	0,96	0,13	1,16	1,57	0,84	0,22	0,11
51	174	перидотит	2,96	6,34	0,79	3,79	0,82	0,39	0,82	0,11	0,63	0,11	0,34	0,05	0,34	0,04	0,50	2,06	0,24	0,08	0,98
52	191	кварцевый сиенит	36,77	65,36	5,94	22,56	3,39	1,05	3,34	0,39	2,28	0,41	1,22	0,16	1,13	0,15	1,47	18,72	6,71	0,89	0,11
53	196-27	диорит	28,07	61,22	6,48	28,99	5,75	1,52	6,05	0,77	4,77	0,88	2,65	0,34	2,41	0,33	0,77	15,33	5,33	1,30	0,07
54	198	диорит	22,91	52,43	5,74	24,89	4,88	1,48	5,11	0,66	4,01	0,73	2,20	0,28	2,03	0,28	0,60	12,91	4,64	1,44	0,06
55	198-11	диорит	31,09	68,40	7,40	31,75	5,90	1,33	6,11	0,76	4,47	0,80	2,41	0,31	2,14	0,29	0,61	14,69	8,91	1,65	0,71
56	239-9	кварцевый диорит	20,97	48,63	5,23	22,23	3,87	1,08	3,66	0,41	2,20	0,38	1,12	0,14	0,97	0,13	0,56	9,49	3,62	0,39	0,10
57	243	гранодиорит	20,36	50,24	5,82	25,41	4,32	1,21	3,66	0,39	2,03	0,33	0,95	0,12	0,84	0,12	0,55	15,39	2,68	0,57	0,06
58	250-30	габбро	21,39	58,00	7,21	35,43	7,76	2,78	7,80	0,91	4,81	0,76	2,01	0,23	1,56	0,20	0,79	7,78	1,47	0,38	0,10
59	280-5	гранодиорит	34,11	66,28	6,28	18,42	2,75	0,78	2,41	0,25	1,12	0,20	0,57	0,07	0,36	0,05	0,22	17,52	5,44	0,20	0,04
60	289-8	габбродиорит	12,41	25,54	3,09	11,15	2,81	1,04	3,39	0,51	3,03	0,63	1,82	0,26	1,55	0,26	0,94	6,71	3,49	1,42	0,06
61	291-21	пироксенит	3,97	6,23	0,73	2,73	0,73	0,27	0,96	0,15	0,98	0,23	0,72	0,11	0,75	0,14	0,26	0,36	0,13	0,03	0,04
62	293-15	умереннощелочной кварцевый диорит	33,25	83,92	9,34	30,73	6,03	1,52	5,90	0,74	3,66	0,67	1,89	0,25	1,50	0,24	0,68	13,86	15,15	1,68	0,04
Типаринская свита (C <sub>1tp</sub> )																					
63	8033-1	андезит	11,88	26,38	3,12	12,89	2,64	0,64	3,04	0,35	2,52	0,44	1,43	0,12	1,22	0,07	0,36	8,53	4,39	0,90	-



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
Гармаканская свита (PZ <sub>2</sub> ?gr)																					
64	349	диорит	19,73	45,12	4,81	17,81	3,24	0,64	3,52	0,44	2,81	0,54	1,63	0,19	1,37	0,13	1,06	13,02	9,21	2,17	-
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Третья фаза (γC <sub>2</sub> zd <sub>3</sub> )																					
65	469-6	лейкогранит	7,67	16,87	1,69	6,10	0,92	0,50	1,03	0,01	0,64	0,02	0,31	-	0,33	-	0,60	18,12	3,56	0,93	-
Зейско-депский плагиогранит-диоритовый. Первая фаза (δC <sub>1</sub> zd <sub>1</sub> )																					
66	372-14	кварцевый диорит	22,84	52,24	5,63	23,64	4,65	1,25	5,31	0,70	4,19	0,82	2,36	0,32	2,04	0,29	2,28	30,67	6,94	1,59	-
67	374-14	диорит	10,86	33,31	3,67	18,60	3,96	1,14	4,31	0,53	2,81	0,28	1,36	0,18	1,28	0,18	1,00	7,86	1,00	0,42	-

## Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород

Индекс клетки	№ на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский № пункта опробования
I-2	1	Гранит второй фазы джалонского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	153±2,2	192-8
I-2	2	Диорит обкинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	174±2	239-9
I-2	3	Диорит обкинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	188±1,4	198
I-1	4	Габбро обкинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	183±1,5	166
I-1	5	Базальт дессовского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	166,8±4,4	224-17
IV-4	6	Диорит буриндинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	127±3	376-9
IV-4	7	Гранит гимигинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	272,7±3,6	8060-2
IV-4	8	Диорит зейско-депского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	524±11	89
IV-4	9	Диорит буриндинского комплекса	Единичные цирконы	U-Pb (SHRIMP II)	117,8±2,6	8070-1

## Каталог памятников природы, показанных на листе N-52-XXI

Индекс клетки	№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
I-1	1	Общегеологический	Обнажение зоны разлома
II-1	2	Общегеологический	Обнажение известняков мраморизованных теплоключевской свиты
I-1	3	Общегеологический	Обнажение с остатками фораминифер ааленского возраста
II-1	4	Общегеологический	Обнажение алевролитов филлитизированных гармаканской свиты
I-2	5	Криогенный	Наледь
II-1	6	Общегеологический	Обнажение кварцитов метасоматических
I-2	7	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-2	8	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-2	9	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-2	10	Гидрогеологический	Наледь
II-1	11	Геоморфологический	Останец выветривания базальтов метаморфизованных теплоключевской свиты
I-2	12	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
I-2	13	Общегеологический	Обнажение флиша амканской свиты
II-2	14	Геоморфологический	Останец выветривания алевролитов филлитизированных гармаканской свиты
I-3	15	Общегеологический	Обнажение сланцев теплоключевской свиты
I-3	16	Криогенный	Наледь
I-3	17	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников курнальской свиты
I-3	18	Геоморфологический	Останец выветривания песчаников курнальской свиты
I-3	19	Геоморфологический	Останец выветривания флиша амканской свиты
III-3	20	Общегеологический	Обнажение вулканитов пестрого состава зубаревской свиты
IV-4	21	Общегеологический	Обнажение диоритов буриндинского комплекса

*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-XXI (Деп-Долбырь)  
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](mailto:mfvsegei@mfvsegei.ru)