

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

СЕРИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ

Лист М-54—XXXI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили *Н. Н. Пагольский* и *М. Д. Сазонова*
Редактор *А. И. Савченко*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1958

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Итрузивные образования	23
Тектоника	36
Геоморфология	43
Полезные ископаемые	45
Полезные воды	57
Литература	59
Приложение I. Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых	61
Приложение II. Список проявлений полезных ископаемых	62

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М—54—XXXXI расположена в присоевой части хребта Сихотэ-Алинь. Координаты $48^{\circ}00'—48^{\circ}40'$ с. ш. и $138^{\circ}00'—139^{\circ}00'$ в. д. По административному делению она относится к Совгаванскому и Нанайскому районам Хабаровского края и Тернейскому району Приморского края.

Рельеф в пределах листа среднегорный, сильно расчлененный, характеризуется наличием разветвленной системы крупных водораздельных хребтов, разделяющих бассейны рр. Анюй, Самарга, Коппи и Ботчи. От этих основных водоразделов отходят в различных направлениях многочисленные отроги, изрезанные глубокими и узкими долинами.

В северо-западной части резко выделяется главная орографическая единица района — хребет Сихотэ-Алинь, разделяющий правые притоки р. Анюя и истоки рр. Коппи, Дарды. От хребта Сихотэ-Алинь в юго-восточном направлении, пересекая центральную часть площади листа, протягивается вторая основная орографическая единица района — водораздел левого притока Самарги — рр. Дарды, Коппи и Ботчи. Этим водораздельным хребтам и принадлежат почти все наиболее крупные гольцовые вершины района. К их числу относятся безымянные гольцы с абсолютными высотами 1776, 1586, 1566 м, горы Яко-Яни (1682 м), Юре (1534 м) и ряд других. Для остальной территории листа наиболее характерны высоты 800—1300 м, и лишь кое-где возвышаются гольцы высотой 1400 м и более.

Минимальная абсолютная отметка района приурочена к долине р. Ботчи и равна 239 м. Таким образом, относительные превышения достигают 1500 м.

Речная сеть района представлена системами четырех рек. Берущие начало с западных отрогов хребта Сихотэ-Алинь принадлежат бассейну р. Амур. Первые Заур и Второй Заур — принадлежат бассейну р. Амур. Остальные реки — Коппи, Ботчи и Дарды (последняя является притоком Самарги) впадают в Татарский пролив. Все реки бурны и стремительны, изобилуют большим количеством опасных перекатов, заломов и крутых поворотов. Средняя скорость течения рек 2,5—2,8 м/сек, глубина изменяется от 0,2—0,5 м на перекатах до 1,5—3 м на плесах.

Редактор надательства В. Н. Никитина
Корректор Агеева Э. Г.

Техн. редактор Т. А. Аверкиева
Сдано в набор 28/IV 1958 г. Подписано в печать 24/X 1958 г.
Формат бум. 60×92/16 Печ. л. 4,0 Бум. л. 2,0
Уч.-изд. 4,8 Заказ 03214 Тираж 600 экз.

Картафабрика Госгеолтехиздата

Климат района характеризуется суровой малоснежной зимой и сравнительно теплым дождливым летом. По данным метеорологической станции «Юге», среднегодовая температура воздуха равна — 3,2°, температурный минимум наблюдается в январе (—46°), температурный максимум — в августе (+33°). Среднегодовое количество осадков 749 мм, из них 560 мм приходится на июль—сентябрь. Первый снег выпадает во второй половине сентября. Климатические условия позволяют производить полевые геологические работы с июня по сентябрь включительно.

Растительность представлена почти исключительно хвойными лесами (ель, пихта, лиственница); в поймах наиболее крупных рек широко развиты широколиственные леса с богатым кустарниковым подлеском. В бассейне р. Колпи (около 30% площади леса) все леса, за исключением небольших участков по долинам рек, уничтожены еще в 1929 г. пожаром. Гари в настоящее время представляют собой безлесные пространства с пыльным летним травяным покровом и редкими рошарами молодого березняка, над которыми уныло возвышаются голые стволы обгоревших деревьев.

Обнаженность территории слабая. Наибольшее количество обнажений приурочено к интенсивно врезанным участкам долин крупных рек (Колпи, Во-Джауса, Первый Заур и Второй Заур). На склонах крупных водоразделов, а также на горах широко развиты каменные осыпи.

В экономическом отношении район не развит; ближайшие населенные пункты (небольшие удгейские и нанайские поселки) расположены по рекам Самарга и Колпи в 70—100 км, а по р. Анюю — в 200—250 км от границ района. Единственными путями сообщения как с этими населенными пунктами, так и внутри самого района являются реки, передвижение по которым осуществляется с помощью улмагад (долбленых лодок).

Первые сведения о геологическом строении плоскодей, непосредственно примыкающих к территории листа М—54—XXXI, были получены еще в конце прошлого столетия при маршрутных исследованиях Д. В. Иванова (1894—1896), Я. С. Эдельштейна (1898). Затем после большого перерыва, уже в 1936 г., В. А. Булатов провел маршрутную геологическую съемку по р. Колпи. В настоящее время все эти работы представляются лишь исторический интерес.

Непосредственно на территории листа геологические исследования стали проводиться значительно позже, когда, начиная с 1946 г., на Сихотэ-Алине стала осуществляться планомерная геологическая съемка. За этот период проведены работы по геологической картованию в масштабе 1 : 200 000 (Глушков, 1950; Головнева, 1953; Пагольский, 1954—1955) и детальные поисковые работы (Длогинков, 1953; Мещеряков и Проскурников, 1956). В бассейне р. Колпи в 1949 г. Ю. Ф. Чемяковым произведена геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. Вскоре плано-

мерная работа Ю. Ф. Чемякова была целиком закартирована в масштабе 1 : 200 000.

В результате работ А. П. Глушкова, А. А. Головневой и Н. Н. Пагольского впервые были выяснены основные черты геологического строения этой труднодоступной части Сихотэ-Алины и установлено широкое развитие оловорудной минерализации.

Ощущая недостаток работ этих исследователей является условность стратиграфического расчленения, основанного главным образом на сопоставлении с соседними районами.

Большой фактический материал для выяснения оловорудной минерализации района был получен В. Е. Проскурниковым (1956) при детальных поисковых работах в юго-восточной части листа.

Для подготовки к изданию листа М—54—XXXI весной 1955 г. Дальневосточной экспедицией № 1 ВСЕГЕИ была организована ревизионно-уязвочная партия (начальник партии Н. Н. Пагольский, геолог М. Д. Сазонова).

В задачи партии входило изучение и сопоставление стратиграфических подразделений, выделенных различными исследователями территории листа, поиски фауны и составленные единой стратиграфической колонки. Свои задачи партия выполнила лишь частично. Фауна (плохой сохранности акуллы валанжинского облика) была собрана только в одной точке по р. Второй Заур, остальная часть разреза осталась фаунистически не охарактеризованной.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа принимают участие в различной степени дислоцированные и метаморфизованные осадочные, эффузивно-пирокластические и интрузивные образования мелового и третичного возраста, которые местами перекрывают четвертичными базальтами и рыхлыми аллювиальными отложениями.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Валаджинский ярус (St. IV)

Отложения валаджинского возраста развиты преимущественно в северо-западной и юго-восточной частях описываемой площади, где они обнажаются в ядрах антиклинальных структур.

Нижняя часть разреза этих отложений наиболее полно прослеживается на участке поисковых работ Кушпа и в расположенных к западу от участка береговых обрывах р. Бо-Джауса.

Здесь наблюдается следующий разрез отложений (снизу вверх):

1. Пачка среднезернистых песчаников светло-серого и зеленовато-серого цвета с прослоями (до 20 см) темно-серых алевролитов. Мощность отдельных прослоев пачки обычно 1,5—2 м. Общая видимая мощность пачки не менее 500 м
2. Алевролиты темно-серые с редкими прослоями глинистых сланцев мощностью до 10 см и прослоями мелкозернистых песчаников мощностью до 75 см. 120 "
3. Алевролиты темно-серые 90 "
4. Пачка алевролитов, сходная по составу с пачкой 2 25 "
5. Пачка прослоев (10—40 см) алевролитов, мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев. Алевролиты резко преобладают 17 "
6. Алевролиты темно-серые 7 "
7. Пачка 10-сантиметровых прослоев алевролитов и мелкозернистых песчаников. В нижней части пачки встречается несколько прослоев среднезернистых темно-серых песчаников 50 "
8. Алевролиты темно-серые, слабопологосчатые 32 "

9. Пачка, представляющая чередованием прослоев мелкозернистых светло-серых песчаников с темно-серыми алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность отдельных прослоев различна: от нескольких миллиметров до 1,5—2 м, обычно 5—15 см. Как правило, в разрезе наблюдается чередование отдельных прослоев песчаника мощностью 0,5—1,5 м с более мощными пачками тонкого флиша, состоящего, в свою очередь, из 2—10-сантиметровых прослоев алевролитов, песчаников и глинистых сланцев. Преобладают в разрезе темно-серые алевролиты. Видимая мощность пачки 500—600 м
Общая мощность разреза около 1400 "

Разрезы верхней части валаджинских отложений наблюдались по рекам Второй Заур, Тигриная и по пади Моховой.

В среднем течении р. Второй Заур выше впадения в нее пади Моховой на протяжении 6 км в скальных выходах по правому борту долины прослеживается сложнодислоцированная пачка флиша, представляющая тонкими прослоями мелкозернистых серых песчаников (2—30 см) и темно-серых алевролитов (5—70 см). Алевролиты в разрезе преобладают, составляя 60—70% флиша. Но, в отличие от флишевой пачки, по р. Бо-Джауса мощность прослоев песчаника редко превышает 25—30 см, и по всему разрезу на р. Второй Заур было зафиксировано только два прослоя песчаника мощностью по 1,5 м.

Общая мощность флиша, обнажающегося по р. Второй Заур, 600—750 м.

В обнажениях по пади Моховой видно, что флиш перекрывается пачкой темно-серых слабопологосчатых алевролитов. Полосчатость вызвана наличием тончайших прослоев и линзочек песчаного материала, располагающихся по слоистости в алевролитах. Мощность пачки алевролитов 100—150 м. Алевролиты в свою очередь перекрываются конгломератами выше лежащей свиты. По р. Первый Заур и его нижнему левому притоку также фиксируется пачка алевролитов, расположенная между флишем и конгломератами. В этих алевролитах по нижнему левому притоку р. Первый Заур были собраны плохой сохранности отпечатки фауны. В. И. Бодялевским отпечатки были определены как *Aucella* sp. indet., свидетельствующие о принадлежности вмещающих их отложений к самым верхам юры или валаджину.

По р. Тигриная верхи валаджинских отложений сложены пачкой флиша, представленного чередованием серых и зеленовато-серых косослоистых песчаников и темно-серых алевролитов. Мощность отдельных прослоев песчаника достигает 0,7 м, алевролитов — 4 м. Песчаники содержат в том или ином количестве тончайшие прослои глинистого материала и с увеличением содержания последнего постепенно переходят в алевролиты. Перекрывает флишевая пачка конгломератами и алевролитами выше лежащей свиты. Мощность наблюдаемого здесь разреза 140 м.

Сводный разрез валаджинских отложений представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Песчанниковая пачка с подчиненными прослоями алевролитов	500 м
2. Алевролитовая пачка	250—300 "
3. Флиш	1000—1400 "
4. Алевролитовая пачка	100—150 "
Видимая мощность валданжинских отложений	1800—2400 ..

Возраст толщи определяется находением в верхней алевролитовой пачке упоминавшихся выше аугелит, из-за плохой сохранности датирующих вмещающие их отложения в довольно широких пределах (верхи верхней юры — валданжин). Более определенное заключение о возрасте этих отложений позволяет сделать фауна, собранная В. А. Ярмолюком (1948) по р. Самарге, ниже впадения в нее кп. Иглава: *Ancella crassicollis* Keys., *A. volgensis* var. *fenestellata* Ravl., *A. solida* Lah., *A. cf. robusta* Ravl., *Astarte* aff. *californica* Stalpt. По заключению Н. А. Беллевского, комплекс этой фауны свидетельствует о нижневалданжинском возрасте вмещающих отложений.

Маршруты, произведенные автором записки в 1956 г. по р. Самарге в районе сбора этой фауны В. А. Ярмолюком, показали полное сходство валданжинских отложений по р. Самарге и находящихся на их простирании отложений в бассейне рр. Первый Заур и Второй Заур, что позволяет с уверенностью параллелизовать эти отложения. К северу по р. Таунге (бассейн р. Анюя) также среди пачки алевролитов в прослое песчаника В. К. Финаншиным была обнаружена *Ancella* cf. *inflata* Тауца, характерная, по заключению В. Н. Верещагина, для валданжина (Позняков и Финаншин, 1956). На основании этих данных возраст описываемых отложений определяется как валданжинский.

Верхний отдел

Даргасинская свита (Ст₂lg)

На валданжинских отложениях с размылом, но без углового несогласия лежат породы даргасинской свиты. Отложения этой свиты наиболее широко развиты в западной части листа, а именно: по правобережью р. Дагды, в бассейне рр. Первый Заур и Второй Заур и в верховьях р. Коппи. Сравнительно небольшие площади слатают они в бассейне р. Ботчи, по р. Бо-Джауса и в ряде других мест.

Представлена свита главным образом алевролитами и глинастыми сланцами с подчиненным количеством прослоев песчаников. В ее основании обычно прослеживается горизонт конгломератов, в нижней части изредка появляются линзы туфов порфиритов. Самые нижние горизонты свиты и взаимоотношение ее с нижележащими отложениями наблюдались по рекам Первый и Второй Заур и по падн Моховой.

Разрез этих отложений, составленный по обнажениям в нижнем течении р. Первый Заур, выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Конгломератовая пачка, представляющая чередованием прослоев алевролитов, конгломератов, гравелитов и песчаников различной мощности. Мощность прослоев конгломератов колеблется в пределах 0,5—12 м. Размер гальки достигает 10 см и находится в прямой зависимости от мощности прослоя. Она представлена кремнистыми породами (преимущественно), гравелитами, песчаниками, средними и кислыми эффузивами. Степень окатанности галек средняя. Цемент песчаный, реже алевролитовый. Мощность прослоев алевролитов от 2 до 40 м. Алевролиты темно-серые, неслоистые, часто содержат мелкую рассеянную кремнистую гальку. Песчаники желтовато-серые, среднезернистые, образуют прослой мощности до 3 м. Суммарная мощность пачки не менее 120—150 м
 2. Алевролиты темно-серые с 1-миллиметровыми прослоями песчаного материала, количество прослоев которого на 1 м мощности алевролита достигает нескольких десятков
 3. Алевролиты неслоистые, с единичными прослоями мелкозернистых светло-серых песчаников мощностью 0,3—0,5 м.
 4. Глинистые сланцы темно-серые, слабо сланцеватые
 5. Алевролиты темно-серые, неслоистые, с рассеянной галькой кремнистых сланцев
 6. Алевролиты темно-серые с 1-миллиметровыми прослоями песчаного материала
 7. Пачка переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью 0,5—0,7 м. В верхней части пачки находятся два прослоя среднезернистого песчаника мощностью 3 и 4 м.
 8. Алевролиты темно-серые неслоистые
- Суммарная мощность обнажающейся здесь части разреза 1300—1400 "

Мощность пачки базальдных конгломератов непостоянна и на восток постепенно уменьшается. По р. Второй Заур в основании пачки даргасинских алевролитов с видимой мощностью 240 м фиксируется только один 9-метровый прослой конгломератов. В 500 м по простиранию на юго-запад конгломераты фациально замещены гравелитами и среднезернистыми песчаниками мощностью 7 м. Еще в 1 км по простиранию базальные слои свиты сложены крупногалечными, почти валунными конгломератами мощностью 10 м. Размер гальки достигает 15 см, цемент (песчаный) почти полностью отсутствует.

Повсюду конгломераты ложатся на подстилающие их отложения без видимого углового несогласия. В бассейне р. Дагды конгломераты представлены мелкогалечными разностями и встречаются только отдельными мелкими линзами, замещаюсь по простиранию песчаниками. Среди алевролитов

тов нижних горизонтов свиты появляются прослои туфов порфиров.

Схематический разрез нижних горизонтов свиты, составленный по обнажениям в долине кп. Каданау, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Конгломераты мелкогалечные, по составу сходные с уже описанными 8—10 м
2. Пачка переслаивающихся глиняных светло-серых песчаников, зеленовато-серых рассланцованных алевролитов и светло-зеленых туфов порфиритов. Мощность прослоев песчаников и туфов достигает 40 м, алевролитов—3 м 120—150 м
3. Пачка сильно рассланцованных и ороговиненных алевролитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. В алевролитах встречается рассеянная мелкая галька кремнистых пород и мелкозернистых песчаников 600—850 м

В нижнем течении кп. Каданау по обнажениям прослеживаются верхние горизонты свиты.

Снизу вверх здесь залегают следующие породы:

1. Алевролиты темно-серые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников мощностью до 3 м. В верхней части пачки в алевролитах наблюдается значительная примесь песчаного материала, расположенного мелкими линзочками и тонкими выклинивающимися прослоями (мощностью до 0,5 см). При значительном увеличении содержания песчаного материала алевролиты по простираннию переходят в темно-серые неравномернозернистые глинистые песчанники 400—450 м
 2. Пачка частичного переслаивания (2—15 см) темно-серых алевролитов и светлых мелкозернистых песчаников 180—200 м
 3. Алевролиты темно-серые, неслоистые 500 м
- Общая мощность обнажающейся части разреза 1080—1150 м

Алевролиты, судя по элементам залегания, согласно перекрываются пачкой среднезернистых и грубозернистых песчаников мощностью 600—700 м, отнесенных нами к вышележащей свите. Аналогичные разрезы верхних горизонтов свиты наблюдались по рекам Левая Копти и Юге. В верховьях р. Юге наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Алевролиты с видной мощностью 20 м
 2. Пачка переслаивания темно-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью 0,1—0,7 м. Алевролиты содержат рассеянную плохо окатанную гальку алевролитов (до 4 см в диаметре), окварцованных песчаников и кремнистых пород 40 м
 3. Пачка частого переслаивания прослоев темно-серых мелкозернистых песчаников (0,05—0,2 м) и алевролитов (0,15—1,2 м) 120 м
 4. Алевролиты темно-серые, неслоистые 500—550 м
- Мощность обнажающейся здесь части разреза 680—730 м

Алевролиты перекрываются туфогенными песчанниками вышележащей свиты.

Такая же последовательность отложений верхней части свиты наблюдается и по р. Левая Копти. Здесь в основании обнажающегося разреза залегает пачка флиша, содержащая 1,5-метровый прослой алевролитов с мелкой (до 2 см) галькой кремнистого состава. Эти породы перекрываются пачкой однообразных сильно рассланцованных темно-серых и черных алевролитов мощностью порядка 500—700 м. Выше по разрезу следуют туфогенные песчанники, относимые к удоминской свите.

Из приведенных разрезов видно, что в строении свиты принимают участие почти исключительно алевролиты, содержащие в той или иной степени примесь песчаного материала. Подчиненное значение имеют песчанники и небольшой мощности пачки флиша. В основании свиты прослеживаются конгломераты с галькой гранитоидов и эрфузиов, что свидетельствует о размыве и перерыве в осадконакоплении. Фаунистически описываемые отложения на территории листа не охарактеризованы.

Мощность осадков описываемой свиты 1500—1700 м. Породы свиты стратиграфически несогласно ложатся на фаунистически охарактеризованные валанжинские отложения и перекрываются полимиктовыми и туфогенными песчанниками, также фаунистически не охарактеризованными.

В 35 км на юго-запад по простираннию от описываемых отложений, развитых в юго-восточной части территории листа, Р. Г. Зайкиной и А. С. Типиной (4-е геологическое управление) в бассейне р. Самбри по ее правому притоку р. Кукки летом 1956 г. была собрана довольно богатая фауна. Среди них В. Н. Верещаниным были определены хорошей сохранности экземпляры *ауцелл*, а также представители родов *Rimorea* и *Pleuromeia*. В. Н. Верещанин сделал заключение, что «больше данных, судя по этой коллекции, говорит именно о принадлежности ее к даргасинской свите, но нельзя исключать и более древний ее возраст, именно соответствующий якутской серии (апт—альб)».

Геологическими работами последних лет во многих пунктах Северной Сихотэ-Алины установлено несогласное залегание даргасинской свиты на валанжинских отложениях (работы в Приамурье А. И. Фрейдина, 1956, Е. Б. Вельтенева и А. И. Исаковой, 1956).

Повсюду в Северном Сихотэ-Алине, где установлены фаунистически охарактеризованные сеноманские отложения даргасинской свиты, они представлены алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненным количеством пачек флиша, прослоев песчанников и конгломератов.

Сравнение структурного стратиграфического положения и литологического состава широко распространенной в Северном Сихотэ-Алине даргасинской свиты и описываемых существенно алевролитовых отложений, залегающих с разрывом на валанжинских породах, позволяет отнести последние к даргасинской свите сеноманского яруса.

Разрез нормально-осадочных образований мезозоя на территории листа заканчивается отложениями, относимыми к Удоминской свите сеноман-турона. Представлены они преимущественно полимиктовыми и туфогенными песчаниками, нередко содержащими растительные остатки плохой сохранности; подчиненную роль среди них играют алевролиты, часто скорлуповатого строения, конгломераты и туфоконгломераты.

Отложения свиты прослеживаются в виде широкой полосы на всей территории листа — из бассейна р. Дагды в среднее течение р. Коппи, старая ядро крупной синклиналиной структуры.

Разрезы свиты наблюдались по к.п. Кадану, рр. Дагды, Юге, Коппи и в ряде других мест.

Разрез нижних горизонтов свиты, составленный по обнажениям в нижнем течении к.п. Кадану и по р. Юге, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. На алевролитах латрасинской свиты согласно залегает мощная пачка окварлованных песчаников. Песчаники среднезернистые и грубозернистые, зеленовато-серого и серого цвета, полимиктовые, иногда туфогенные. В них присутствуют обломки глинистых сланцев, размер которых достигает 5—8 см. Количество последних в отдельных прослоях настолько велико, что породы приобретают конгломератовидный облик. Мощность они доволно режка. И только в средней части пачки песчаников находится прослой темно-серых неслистистых алевролитов мощностью 20 м. 400—500 м
 2. Пачка чередования прослоев среднезернистых туфогенных песчаников и сильно трещиноватых скорлуповатых алевролитов. Песчаники в разрезе преобладают, образуя прослой мощностью до 2,5 м. Мощность прослоев алевролитов не превышает 10 см. 16 "
 3. Песчаники среднезернистые серого и зеленовато-серого цвета чередования прослоев среднезернистых и мелкозернистых туфогенных песчаников мощностью 20—40 см и прослоев темно-серых алевролитов и глинистых сланцев мощностью до 15 см 15 "
 5. Алевролиты со значительной примесью песчаного материала 14 "
 6. Песчаники грубозернистые светло-серого цвета, перелопаченные расплывчатым сором. К нижней части их приурочены линзы мелкогалечных конгломератов мощностью до 2 м. Галька представляется глинистыми сланцами, песчаниками и кремнистыми породами 12 "
 7. Пачка среднезернистых туфогенных песчаников с растительными остатками и рассеянной галькой кремнистых пород и темно-серых скорлуповатых алевролитов. Мощность прослоев алевролитов до 10 см, песчаников до 2 м 28 "
- Суммарная мощность разреза 600—700 "

Сходный разрез свиты наблюдается по р. Коппи и ее небольшому правому притоку ниже устья р. Джаусы. Здесь последова-

тельность отложений представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые грубозернистые песчаники с обломками глинистых сланцев. Среди песчаников встречаются редкие линзы крупногалечных конгломератов; галька в них плохо окатанная и состоит из грубозернистых песчаников 300—350 м

Часть разреза мощностью около 300 м выпала из описания из-за отсутствия обнажений. Стратиграфически выше следует:

2. Чередование прослоев грубозернистых зеленовато-серых туфогенных песчаников мощностью 1,5—7 м и мало-мощных прослоев темно-серых скорлуповатых алевролитов 500—600 "
 3. Чередование прослоев грубозернистых темно-серых песчаников с обломками глинистых сланцев и прослоев тонкогалечных алевролитов. Алевролиты содержат значительную примесь песчаного материала, иногда в них встречается плохо окатанная галька песчаников. Песчаники в разрезе преобладают, образуя в нижней части пачки прослой мощностью до 8—10 м 250—300 "
- Мощность обнажающейся здесь части разреза 1250—1450 "

Той части свиты, которая находится выше нижней пачки песчаников и не обнажается в коренных выходах по р. Коппи, видимо, соответствуют отложения, обнажающиеся в долине р. Во-Джауса. Вниз по р. Во-Джауса от первого правого притока прослеживается по обнажениям мощная пачка грубозернистых песчаников с обломками глинистых сланцев. Среди песчаников встречаются линзы и маломощные прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Стратиграфически выше залегают отложения, представляющие, так же как и в обнажениях по р. Коппи, чередуемся прослоями песчаников, алевролитов и песчано-глинистых сланцев. Эти отложения образуют в устье р. Во-Джауса скальные выходы, которые тянутся по правому берегу реки на 800—900 м. Песчаники среднезернистые и грубозернистые, темно-серого цвета (при выветривании зеленовато-серые), с мелкими обломками глинистых сланцев, содержат растительные остатки плохой сохранности. Мощность прослоев песчаников достигает 25 м.

Алевролиты с примесью песчаного материала, темно-серые, со скорлуповатой текстурой. Мощность прослоев алевролитов и песчано-глинистых сланцев обычно не превышает 3—5 м. Песчаники в разрезе преобладают, составляя 65—75% общей мощности этой части разреза. Мощность видимой части разреза здесь 300—350 м.

В верховьях рр. Юге и Во-Джауса среди туфопесчаников с подчиненными прослоями алевролитов, принадлежат к нижним горизонтам свиты, были встречены туфоконгломераты. Туфоконгломераты по простиранию не прослеживаются и быстро замещаются среднезернистыми туфогенными или аркозовыми песчаниками. Мощность линз таких туфоконгломератов не превышает 4—6 м. Состоят туфоконгломераты из слабоокатанных обломков

порфиритов, песчаников и алевролитов размером до 1,5 см, сцементированных песчано-туфовым материалом. В верхнем течении р. Бо-Джауса по одному из ее небольших левых притоков в окварцованных туфоконгломератах были найдены сильно давленные ядра пеллицпод, не поддающиеся определению.

Наиболее верхние горизонты свиты слагают грубозернистые песчанники. Так, в верхнем течении р. Джаусы (в 10 км выше впадения в р. Шумного) зафиксирован следующий разрез (снизу вверх):

1. Переслаивание грубозернистых светло-серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников, образующих прослой мощностью 0,5—1,5 м, и плитчатых алевролитов. Мощность прослоев последних 0,1—0,5 м. Песчанники содержат в большом количестве обломки глинистого сланца размером до 8 см. Алевролиты сильно трещиноватые, с редкой галечкой кремнисто-глинистого сланца 30 м
2. Темно-серые сланцеватые алевролиты 10 "
3. Зеленовато-серые среднезернистые песчанники 150 "

Таким образом, из приведенных разрезов видно, что в строении Удоминской свиты главная роль принадлежит полимиктовым и туфовым песчанникам, переслаивающимся в средней части разреза с алевролитами.

Мощность свиты 1600—1900 м. Как на территории листа, так и в районах, непосредственно примыкающих к нему, возраст описываемых отложений палеонтологическими данными не подтвержден. Всеми исследователями предыдущих лет эти отложения относились к верхнему мелу, реже к нижнему — верхнему мелу.

Результаты геологических работ ряда исследователей в Северном Сихоте-Алине в 1955—1956 гг. (Бельтнев, Плиев, Савченко и др.) позволяют в настоящее время сделать более определенные выводы о возрасте описываемых отложений. Благодаря многочисленным находкам фауны, этими исследователями было доказано широкое распространение в Северном Сихоте-Алине прибрежно-морских отложений сеноман-туронского возраста. Эти отложения везде имеют характерный состав песчаниковый состав с обилием вулканогенного материала и выделяются под названием Удоминской свиты.

Сравнение существовавшего песчаниковых отложений, развитых на территории листа, с отложениями Удоминской свиты, выделяемой в более северных районах Сихоте-Алины, показывает их большое сходство как по литологическим особенностям (преимущественно развитие грубозернистых осадков со значительным участием вулканогенного материала), так и по положению, занимаемому в разрезе.

Провести аналогии с какими-либо другими отложениями, развитыми в Северном Сихоте-Алине, очень трудно, поэтому эти отложения на территории листа выделяются под названием Удоминской свиты, возраст которой принят как сеноман—турон.

Среди вулканогенных образований Ольгинской серии выделяются два туфо-эффузивных комплекса. Нижний, отнесенный к сеному, представлен порфиритами и их туфами. Верхний, возраст которого определяется как сенонский—датский, сложен кислыми эффузивами и их туфами.

Сенонский ярус (U₁St₁Sp₁). Отложения сенонского яруса, представляемые порфиритами и их туфами, занимают незначительную площадь. Они развиты на водоразделе рр. Джауса и Сая, в верховье р. Коши, по правобережью р. Джаусы, в виде небольших покровов фиксируются по рр. Ботчи и Кукуше.

Порфириты и их туфы несогласно залегают на более древних осадочных и интрузивных образованиях мелового возраста и несогласно перекрываются кислыми эффузивами и их туфами.

В основании толщ порфиритов в нижнем течении р. Джаусы в коренном обнажении наблюдались туфоконгломераты, состоящие из окатанной галечки песчаников размером 3—5 см, сцементированной туфовым материалом. Видимая мощность их 8 м.

Выше залегают довольно разнообразные по минералогическому составу порфириты и их туфы, среди которых установлены пироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые разновидности. Они представляют собой плотные зеленовато-серые и зеленоваточерные породы порфиритового строения, отгичающиеся друг от друга присутствием во вмещающих породах того или иного минерала.

Следует отметить, что для порфиритов, развитых на водоразделе рр. Джауса и Сая, характерна миндалекаменная текстура. Миндалиты выполнены альбитом, кварцем, хлоритом, цоизитом, лучистым актинолитом. Наличие миндалекаменной текстуры свидетельствует о том, что формирование подольных порфиритов могло быть связано с подольными излияниями.

Пироксеновые порфириты приурочены главным образом к нижней части толщ. Они обладают порфиритовым строением. Структура основной массы апонитсерпентиновая, реже пилотакситовая. Основная масса состоит из длинных вытянутых лейт-плагиоклаза-андезина, промежутки между которыми выполнены раскристаллизованным стеклом, по которому развиваются хлорит, эпидот, кварц, водные окислы железа. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном.

Плагиоклазовые порфириты в виде вмещающих содержат плагиоклаз-андезин № 40. Количество их составляет до 25% от общей массы породы. Размер зерен 0,4—2 мм. Вторичные изменения в плагиоклазовых порфиритах подобны изменениям в пироксеновых порфиритах.

Роговообманковые порфириты состоят из основной массы и порфиритовых выделений роговой обманки и плагиоклаза-андезина. Структура основной массы микролитовая, реже гялопидитовая. Основная масса — беспорядочно расположенные микролиты,

либо слабо раскристаллизованное стекло. По ней широко развиты вторичные образования: карбонат, хлорит, серпичит, лейкоксен.

Туфы порфиритов не занимают определенного стратиграфического положения внутри толщи и встречаются вместе с порфиритами. Окрашены они так же, как порфириты. Структура туфов лито-кристаллоластическая, по размеру обломков — алевро-псаммитовая, псаммитовая. Количество кластического материала преобладает над связующей массой. В основном встречаются обломки порфиритов с миндалекаменной текстурой, бурых вулканических стекол, песчаников, глинистых сланцев, роговиков, кварца, роговой обманки. Туфы порфиритов подверглись карбонатизации, хлоритизации, окварцеванию, эпидотизации.

Общая мощность средних эффузивов и их туфов, определенной графическим путем, 300—350 м.

Сеноманский возраст порфиритов и туфов подтверждается остатками флоры, собранными А. И. Савченко и Б. Я. Абрамсом в туфах порфиритов севернее территории листа у Калининки. По заключению М. И. Борок, комплекс форм растений из сборов у д. Калиновки свидетельствует о сеноманском возрасте вмещающих их отложений (Абрамсон, 1956).

Сенонский и датский ярусы нерасчлененные [т(*Stgsh*—d)]. Кислые эффузивы и их туфы (верхняя часть ольгинской серии) развиты в верховьях рр. Дагды и Сани, по кл. Кагадани, на водоразделе рр. Юге и Оуми, а также в ряде других мест. Они залегают на размытой поверхности различных более древних осадочных и интрузивных образований и лишь в отдельных случаях непосредственно на сенонских порфиритах. В свою очередь они несогласно перекрываются покровными эффузивами самаргинской свиты.

Кислые эффузивы представляют собой плотные светлоокрашенные породы с преобладанием желтоватых и коричневатых тонов. Среди них определены фельзит-порфиры, фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы. Наибольшим распространением пользуются фельзиты и фельзит-порфиры, особенно их туфы. Кварцевые порфиры и их туфы были встречены в небольшом количестве по кл. Кагадани и в верховьях р. Тадеучи.

Фельзит-порфиры состоят из основной массы и порфировых выделений плагиоклаза состава олигоклаз-андезин и биотита. Количество порфировых выделений составляет 20—35% всей массы породы. Размер их достигает 3 мм. Структура основной массы микрофельзитовая или витрофировая.

Фельзиты представляют собой афировые породы, отличающиеся почти полным отсутствием порфировых выделений. Часто они имеют флюидалитную текстуру. Структура основной массы фельзитовая и микрофельзитовая.

Кварцевые порфиры, кроме плагиоклаза, содержат во вмещающей кварц, калиевый полевопшпатовый и, редко, биотит. Плагиоклаз во вмещающих представлен олигоклазом № 25—28.

Структура основной массы микрофельзитовая и микропоякилитовая.

Среди туфов кислых эффузивов выделяются лито-кристалло-кластические и витрокластические разновидности. Количество кластического материала обычно преобладает над связующей массой.

По величине обломков структура туфов относится к песчано-псаммитовой и псаммитовой. Преобладают обломки песчаников кварц-полевопшпатового состава, глинистых сланцев, биотитовых гранитов, вулканического стекла. Среди обломков кристаллов встречаются кварц, пелитизированный калиевый полевопшпатовый плагиоклаз, разложившиеся чешуйки биотита.

Связующей массой туфов кислых эффузивов является пелло-вый алевропеллитовый материал, в состав которого входят мельчайшие осколки кварца и полевопшпата; кроме того, связующей массой служит также и вулканическое стекло.

Постмагматические изменения кислых эффузивов заключаются в серпичитизации и пелитизации полевых шпатов и основной массы, хлоритизации вулканического стекла и биотитовых чешуек. Имеют место процессы эпидотизации и карбонатизации. Как результат контактового воздействия палеоценовых интрузий, в кислых эффузивах развиваются скопления мелких чешуек вторичного биотита и мелкозернистого кварца.

Общая мощность покровов кислых эффузивов и их туфов, определенная по абсолютным отметкам подошвы и кровли на сравнительно слабо дислоцированном участке, составляет 500—600 м.

Возраст кислых эффузивов и их туфов, слагающих верхнюю часть ольгинской серии, в настоящее время на основании сборов датской флоры по рр. Тахоба и Тадуши определяется как сенондатский. Это не противоречит и имеющимся геологическим данным: кислые эффузивы залегают на сенонских порфиритах и перекрываются эффузивами самаргинской свиты.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Палеоцен

Самаргинская свита (aPgs, sm)

В строении самаргинской свиты принимают участие покровы андезитов, дацитов и их туфов, которые залегают с угловым несогласием на туфоэффузивных и осадочных образованиях мелкого возраста.

Андезиты и их туфы развиты преимущественно в верховьях р. Джамсы; среди покровных образований самаргинской свиты в бассейне р. Кукши и в верхнем течении р. Коппи большое распространение получили дациты и их туфы.

Андезиты представляют собой породы темно-серого цвета с лавоватым огнемком и с отчетливо выраженной порфировой текстурой. В качестве порфировых вмещающих присутствуют пла-

плюкляз и пироксен. Количество их составляет 25—30% общей массы. Размер вкрапленников до 3 мм.

Плагиоклаз обладает резко зональным строением. В центральной части он отвечает составу лабрадора № 60, к краевым частям замещается андезитом № 40. Ромбический и моноклинный пироксен представлены короткопризматическими идиоморфными кристаллами. По краям зерен наблюдается замещение пироксена зеленоватой роговой обманкой и минералами идидингит-большинитовой группы.

Структура основной массы андезитов в большинстве случаев микролитовая, в некоторых случаях — пилотактитовая и гиллопитовая. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, мелких изометричных зерен пироксена, в промежутках между которыми расположено бурое вулканическое стекло.

Дацинты отгличаются от андезитов более светлой окраской. Они имеют порфировую структуру с микрофельзитовой, иногда сферолитовой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены преимущественно плагиоклазом состава олигоклаз—андезин, а также пироксенами, биотитом, роговой обманкой и кварцем. Количество вкрапленников составляет обычно 40—50% от всей массы породы; размер их достигает 3 мм.

Туфы и туфолавы андезитов и дацитов содержат обломки мелкозернистых глинистых песчаников, эффузивов среднего состава с отчетливой микролитовой структурой, осколки зерен кварца, андезина и пироксена. Связующей массой служит слабо раскристаллизованное вулканическое стекло среднего состава с мелкими осколками кварца, плагиоклаза и примесью пеллового материала. Структура туфов по составу лито-кристаллическая, по размеру обломков — псефо-псаммитовая и псаммитовая.

В результате интрузивной деятельности и связанных с ней процессов контактового и гидротермального метаморфизма образования самаргинской свиты на многих участках подверглись значительным изменениям. В этом случае плагиоклаз в породах разложен и замещен хлоритом, эпидотом и кварцем, темноцветные минералы превращены в псевдоморфозы карбоната и хлорита. По основной массе развивается хлорит и гидроокислы железа.

Мощность покровов самаргинской свиты, вычисленная по разности высотных отметок подошвы и кровли с учетом их дислоцированности, колеблется в пределах 300—400 м.

Несмотря на широкое развитие самаргинской свиты на Сихотэ-Алине, она нигде фаунистически не охарактеризована.

Возраст ее как палеоценовый принимается на том основании, что она залегает на заваломо сенон-датских кислых эффузивах и перекрывается кислыми эффузивами и кузнецовской свитой эоцена.

Эоцен

Туфы и туфолавы дацитов (ЭР₂)

Кислые эффузивы эоцена развиты в восточной части территории листа, где они прослеживаются пологой широтного простирания, слагая водоразделы рек Во-Джауса и Джауса. Залегают они на различных осадочных, эффузивных и интрузивных образованиях мелового и палеоценового возраста.

Представлены эти образования почти исключительно туфами и туфолавами дацитов и только в основании покрыва по р. Бо-Джауса встречаются потоки дацитов небольшой мощности. Дацинты представляют собой порфировые породы серого цвета, содержащие фенокристаллы андезина № 30, пироксена (пиперстена), роговой обманки и кварца. Основная масса их состоит из слабо раскристаллизованного кварц-полювошпатового вещества.

Туфы и туфолавы дацитовых порфиров представляют собой массивные серовато-лиловые и серо-зеленые породы с флюидальной текстурой. Они содержат крупные (до 5 мм) зерна кварца, плагиоклаза, многочисленные пластинки биотита и роговой обманки. Структура пород лито-кристаллокластическая, псефо-псаммитовая. Количество кластического материала составляет 40—50% всей массы породы.

В туфах и туфолавках встречаются оглавленные обломки торфиритов, кислых эффузивов, мелкозернистых песчаников, агверопелитов. Связующей массой служит вулканическое стекло, содержащее значительную примесь пеллового материала и осколков кристаллов. Учасками стекла слабо раскристаллизовано и приобретает микрофельзитовую или сферолитовую структуру.

Мощность покрова туфов и туфолав дацитовых порфиров, опрделенная по абсолютным отметкам подошвы и кровли, составляет 600—700 м.

Наличие кислых эффузивов, залегающих стратиграфически выше самаргинской свиты, отмечалось многими исследователями Восточного Сихотэ-Алиня. Положение этих образований между самаргинской и кузнецовской свитами определяет их возраст как эоценовый.

Кузнецовская свита (ВР₂, кз)

Кузнецовская свита впервые была выделена Л. В. Кривичким и Е. К. Дапко (1948) несколько юго-восточнее описываемого района — в бассейне р. Кузнецовка.

В пределах листа М—54—XXXI образования, аналогичные кузнецовской свите, имеют очень ограниченное распространение и развиты лишь в южной части района — в бассейне р. Ботчи.

В строении свиты принимают участие андезито-базальты, базальты, андезиты и их туфы. Свита несогласно перекрывает все более древние осадочные, туфозэффузивные и интрузивные образования.

По ослям и отдельным коренным выходам по правобережью р. Ботчи установлено, что в основании Кузнецовской свиты залегает горизонт туфов андезито-базальтов мощностью 4—6 м. Туфы зеленовато-черного цвета, содержат обломки андезитов с плаггиолитовой структурой, осколки кристаллов пироксена и плагиоклаза. Связующей массой служит бурое вулканическое стекло.

На туфах андезито-базальтов залегают андезито-базальты с хорошо выраженной плитчатой отдельностью. Они представляют собой плотные порфировые породы темно-серого и серого цвета с лиловатым, красноватым и зеленоватым оттенками. В качестве порфировых выделений наблюдаются таблитчатые зерна плагиоклаза — андезин-лабрадора, моноклинного и ромбического пироксена (размером до 1 мм), в некоторых разностях присутствуют боаченковидные зерна оливина (0,3—0,5 мм), замещающие кристаллы идилингит-бевлингитовой группы. Количество вкрапленников составляет 35% всей массы породы.

Основная масса имеет микролитовую структуру и состоит из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, погруженных в стекловатый базис. Наряду с микролитовой отмечается гиалогиплитовая структура основной массы.

Вместе с андезито-базальтами в подчиненном количестве встречаются андезиты, отличающиеся более кислым составом плагиоклаза (андезин) и меньшим содержанием темноцветных минералов.

Верхняя часть толщи состоит из плотных и пористых разновидностей базальтов с долеритовой и пойкилофитовой структурой основной массы. Порфиры выделены представлены кристаллами оливина изометричной формы (0,3—0,5 мм), призматическими зернами лабрадора и пироксена авитового ряда (0,2—0,5 мм). Основная масса состоит из лейт плагиоклаза — лабрадора, промешки между которыми выполнены пироксеном и рудным минералом.

Мощность Кузнецовской свиты, определенная с учетом ее слабой дислоцированности, составляет 200—300 м.

Эоценовый возраст Кузнецовской свиты довольно точно установлен в ряде районов Сихота-Алиня. В 30 км к югу от верховьев р. Ботчи на территории листа L—54—1 В. Г. Платоником в районе оз. Тони из глинистых прослоев среди базальтов был отобран споро-пыльцевой комплекс. По определению В. Ф. Гапоновой, комплкс спор и пыльцы свидетельствует об эоценовом возрасте вмещающих его отложений.

В среднем течении р. Ботчи породы Кузнецовской свиты перекрываются святой опок и туфогенных песчаников, из которых Д. Б. Кривичким и Е. К. Дашко была собрана флора олигоцен-миоценового возраста.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Оливиновые базальты (BQ1)

Базальты — самые молодые магматические породы, развитые в исследованном районе. Они наблюдаются по левобережью р. Дагды, на водораздельных пространствах рр. Юге и Джауса. Джауса и Дагды, Коппи и Лева Я Коппи, залегая горизонтально на всех ниже лежащих образованиях.

Особенностями базальтов являются однородность минералогического состава, петрографические особенности и геологических условий, что указывает на принадлежность их к типу массивных трещинных излияний.

Среди базальтов можно выделить плотные разности черного и темно-серого цвета и светлоокрашенные пористые разности. Пирокластический материал в составе лав отсутствует.

Под микроскопом обнаружено, что большинство базальтов имеет порфировую структуру. Порфиры выделены представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном, лабрадором. Они составляют 10—30% от общей массы породы. Размер вкрапленников 0,3—0,5 мм.

Структура основной массы интерсертальная, долеритовая, в отдельных случаях гиалогиплитовая. Основная масса состоит из вытнутых беспорядочно расположенных лейт плагиоклаза, изометричных зерен зеленовато-серого пироксена, бурого вулканического стекла. Из акцессорных минералов встречаются магнетит и апатит.

Мощность покрова базальтов по отметкам подошвы и кровли равна 100—200 м и лишь в районе истоков рр. Юге и Оуми она достигает 300 м.

По мнению большинства исследователей, формирование плато-базальтов на Сихота-Алине относится к началу четвертичного периода. Это подтверждается налетанием во многих районах Сихота-Алиня плато-базальтов на рыхлые четвертичные галечники. Так, например, из галечников, подстилающих базальты по р. Зеве, М. А. Седовой были определены споры и пыльца древнечетвертичного облика (Забокрицкий, Зытнер и др., 1953). Исходя из этих данных, возраст базальтов определяется как нижнечетвертичный.

Верхний отдел (Q₃)

К наиболее древним рыхлым четвертичным отложениям на территории листа относятся аллювиальные отложения второй надпойменной террасы. Наибольшие фрагменты этой террасы сохранились в долинах рр. Дагды, Юге, Коппи, Джауса и Ботчи. Все они являются террасами скульптурно-аккумулятивного типа. Террасы сложены главным образом грубообломочным валунно-галечниковым материалом, песками и суглинками.

Так, рыхлые отложения 10-метровой террасы по р. Дагды в 1 км выше впадения в нее р. Юре представлены галечниками с супесчаным цементом. Галька и валуны средней и плохой окатанности, размером до 30 см, состоят из различных горных пород, развитых в бассейне р. Дагды.

Разрез отложений 15-метровой террасы по р. Джаусе имеет следующий вид:

1. Распительный слой	0,2 м
2. Зеленоватого-серые суглинки с небольшим количеством гальки	1,5—2,0 "
3. На доколе из коренных пород залегают валуново-галечниковые отложения. Валуны и галька средней степени окатанности размером до 25 см. Цемент представлен желтоватого-серыми суглинками	3 "

Таким образом, наблюдаемая мощность отложений террас этого комплекса не превышает 5 м. По данным В. Г. Плахотника, проболившего геологическую съемку по р. Самарге и в нижнем течении р. Дагды (лист L—54—1), накопление осадков второй террасы происходило в позднюю эпоху четвертичного периода, что не противоречит общепринятым представлениям о возврате этих отложений на Сихотэ-Алине.

Современный отлед (Q₄)

К отложениям современного отледа четвертичной системы относятся аллювиальные образования низкой и высокой пойм, а также же первой надпойменной террасы.

Образования низкой и высокой пойм представлены плохо отсортированным песчано-галечным материалом с той или иной примесью валунов и суглинков. В долинах ключей, протекающих в районах развития гольцового рельефа, русловые отложения состоят преимущественно из плохо окатанных валунов и глыб горных пород.

Строение первой надпойменной террасы высотой 6 м наблюдается по р. Дагды ниже впадения в нее кл. Оуми.

Терраса имеет следующее строение:

1. Почва	0,3 м
2. Галечники	1,8 "
3. Суньез желтого цвета с 10-сантиметровым прослоем зеленоватого-серого суглинка	0,45 "
4. Галечники	1,2 "
5. Зеленоватого-серые суглинки, в верхней части их расположено два прослоя мощностью 0,5—1,00 см, обогащенных растительным мусором	1,5 "
6. Галечники	0,9 "

Галечники с супесчаным цементом ржаво-желтого цвета, галька плохой и средней степени окатанности размером до 10 см.

Из отложений этой террасы с глубины 3,85 м В. В. Нукзаровой были определены споры и пыльца. Пыльца древесных составляет

около 80% от общего количества спор и пыльцы. Среди пыльцы древесных первое место занимает пыльца *Alnus* (ольха) — 49,6%, *Betula* (береза) — 30,9%, *Corylus* (лещина) — 11,1%; пыльца хвойных (*Pinus* подрода *Diploxylon*, *Picea*, *Larix*) составляет только 6,4% от пыльцы древесных. Около 11% от общего количества спор и пыльцы составляют споры *Sphagnum*. Пыльца травиных растений представлена единичными зернами *Erioseae*, *Gramineae*, *Compositae*, *Artemisia*. В. В. Нукзарова делает заключение, что этот комплекс спор и пыльцы близок к современному.

В современную эпоху происходило образование элювиальных и делювиальных отложений, покрывающих сплошным лощом почти всю территорию листа. Элювиальные образования распространены преимущественно на пологих водоразделах и представлены крупными обломками и древесной подстигающих пород. Мощность элювия на вершинах редко превышает 0,5 м.

Делювиальные отложения состоят из деревьев, щебенки и глыб различных пород. Часто делювий образует крупные осыпи и каменные потоки. Мощность и характер делювиальных образований зависит от крутизны склонов и литологии пород, у подножия склоп и на пологих склонах она может достигать нескольких метров.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Примерно пятую часть территории листа занимают интрузивные образования, которые принадлежат к двум возрастным комплексам:

1. Верхнемеловой комплекс гранитов (γCt_2).

2. Палеоценовый комплекс, среди которого выделяются породы двух фаз:

а) нижнепалеоценовой — малые интрузии различного состава — от гранодиоритов до габбро ($\gamma\delta - \nu\text{Pg}$);

б) верхнепалеоценовой — лейкократовые граниты ($\gamma i\text{Pg}_1^2$), биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (γPg_2^2) и гранодиориты ($\gamma\delta\text{Pg}_1^2$).

ВЕРХНЕМЕЛОВОИ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К верхнемеловому интрузивному комплексу относятся интрузии биотитовых гранитов, расположенные в погосе, протягивающиеся от кл. Кадану у западной границы листа на северо-восток через бассейн р. Левая Коппи к устью кл. Ольхового. В число этих интрузий входят Сандинский массив площадью около 400 км² и ряд более мелких интрузий по ключам Кадану, Ольховому, рр. Дагды и Санды.

Сандинский массив занимает часть водораздела рр. Заур, Дагды и Коппи, протягиваясь в северо-восточном направлении от горы Второй Заур более чем на 40 км. Судя по узким ореолам оро-

выования в доль северо-западного и юго-восточного контактов, можно предположить о их крутом падении.

Прорывает массив терригенные отложения мела и перекрывается сенон-датскими эффузивами. В юго-восточной части он нарушен сбросами и прован серией малых интрузий различного состава — от гранодиоритов до диоритов и кварцевых мондионов.

Сандлинский массив, как и все интрузии этого комплекса, имеет весьма однородный состав. Сложена он меланократовыми биотитовыми гранитами, которые представляют собой крупнозернистые породы розоватого или желтовато-серого цвета. Структура гранитов типичноморфнозернистая, в приконтактовых частях иногда аглотриоморфнозернистая или микропегматитовая. Состав гранитов следующий: олигоклаз-андезит № 27—30 (25—30%), калиевый полевой шпат — пертит (25—35%), кварц (20—30%), биотит буровато-красного цвета (10—15%). Из акцессорных минералов встречаются апатит, монацит, циркон. Широко развиты вторичные образования: серицит, пеллит, хлорит.

Характерной особенностью этих пород является наличие в их составе граната, буровато-красные зерна которого иногда достигают в поперечнике 0,8 см и хорошо заметны в этом случае невооруженным глазом. В приконтактовых частях интрузии в гранитах поеляются иногда также и крупные кристаллы силлиманита. Присутствие в составе гранитов таких минералов, как гранат и силлиманит, свидетельствует о широко проявляемых процессах ассимиляции вмещающих пород при внедрении гранитов.

В юго-восточной части массива граниты на широкой площади мусковитизированы и турмалинизированы. Мусковит и турмалин явно вторичного происхождения развиваются по полевому шпату и биотиту. Зерна турмалина имеют неправильные извилистые очертания и часто достигают в поперечнике 1 см. Связаны эти изменения, по-видимому, с внедрением малых интрузий и проходами здесь разломами.

Интрузия кт. Кадану занимает площадь 40 км² и имеет форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Вмещающими ее отложениями являются песчано-глинистые образования мелового возраста, перекрыта она андезитами и дацитами самаргинской свиты. Сложена интрузия меланократовыми гранитами, ничем не отличающимися от гранитов Сандлинского массива. Для них, подобно гранитам Сандлинского массива, характерно наличие граната, монацита и буровато-красного биотита. При выветривании гранитов этого комплекса присутствующие в них гранат и монацит дают широкие ореолы рассеяния, четко фиксирующиеся при шлиховой стемке.

Остальные интрузии биотитовых гранитов имеют в общих чертах состав и строение, подобные описанным массивам. Можно отметить лишь некоторые особенности интрузии кт. Ольхового. Сложена она порфировидными крупнозернистыми биоти-

товыми гранитами. В подчиненном количестве встречаются мелкозернистые разновидности, приуроченные к приконтактовым частям массива.

Наличие очень широкого ореола контактово-измененных пород по южному и восточному контактам интрузии и порфировидный облик пород позволяют сделать вывод о том, что интрузия кт. Ольхового представляет собой апикальную часть неэкспрированного крупного гранитного массива.

Дайковые образования, связанные с магматическими проявлениями верхнемелового интрузивного комплекса, довольно однообразны по составу и сравнительно немногочисленны. Развиты они преимущественно в северо-западной части территории, пространственно тяготея к выходам интрузий биотитовых гранитов, и представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, реже диоритовыми порфиридами и аплитами. Группу этих пород составляет с верхнемеловыми интрузиями близость минералогического состава, характер постмагматических изменений и пространственное расположение вблизи или внутри более крупных интрузивных массивов.

Наиболее широко развиты дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров на площади, заключенной между массивом кт. Кадану и Сандлинским массивом, и вблизи юго-западного контакта последнего — по пади Моховой и кт. Конгломератовому. В большинстве случаев дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров имеют северо-восточное простирание. Мощность их от 1—2 до 80 м. Это светлые серые и голубовато-серые порфировые породы с размером вкрапленников до 2 см.

Порфировые выделения представлены плагиоклазом ряда олигоклаз-андезит, кварцем, биотитом, реже роговой обманкой. Акцессорные минералы: апатит, циркон, монацит, редко встречается гранат. Вторичные изменения выражены в интенсивной серицитизации и иногда альбитизации плагиоклаза и почти полным замещении темноцветных минералов хлоритом, эпидотом и рудным минералом.

Аплиты и диоритовые порфириды встречаются в виде отдельных даек или образуют серии мелких тел внутри массива порфировидных гранитов кт. Ольхового. Дайки, видимо, приурочены к трещинам отдельности гранитов и имеют различное простирание с углами падения 35—90°. Мощность их колеблется от 0,1 до 10 м. Контакты с вмещающими гранитами четкие. Макроскопически аплиты представляют собой светло-серые, иногда с желтоватым оттенком мелкозернистые породы. Они состоят из калиевого полевого шпата (40—50%), кварца (30—35%), плагиоклаза (10—15%) и хлоритизированного биотита (до 5%). Акцессорные минералы: циркон, монацит, магнетит. Диоритовые порфириды — плотные мелкозернистые породы темно-зеленого цвета, иногда с хорошо заметными вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки.

Контактовый метаморфизм, связанный с верхнемеловым интрузивным комплексом, проявлен сравнительно слабо и выражается в термальном воздействии на вмещающие песчано-сланцевые отложения. Глинистые отложения вблизи контакта с гранитами превращены в серпигитовые и биотитовые роговики. В некотором удалении от интрузии происходит только частичная перекристаллизация пегитового материала с образованием вторичного кварца и серицита. Контактные изменения в песчаниках сказываются в их окварцевании и появлении незначительных количеств биотита.

Верхнемеловой возраст комплекса определяется на основании того, что граниты прорывают и метаморфизируют все осадочные отложения мелового возраста, а галька этих гранитов содержится в туфах ольгинских порфиров. Установлено также прорывание биотитовых гранитов малыми интрузиями, возраст которых датируется как нижнепалеоценовой.

ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Интрузии палеоценового комплекса пользуются на территории инста самым широким распространением. В этот комплекс входят разнообразные по петрографическому составу породы — от габбро-монцититов до аляскитовых гранитов. Однако все они имеют общие черты, характеризующие их как приповерхностные трещинные интрузии.

Внедрение интрузий этого комплекса охватывает значительный промежуток времени, в течение которого наряду с интрузивной деятельностью происходило излияние эффузивов самаргинской свиты. Палеоценовый комплекс состоит из пород двух интрузивных фаз, разделенных во времени излиянием дацитов и андезитов самаргинской свиты:

- а) нижнепалеоценовой — малые интрузии главным образом среднего состава.
- б) верхнепалеоценовой — более кислые разновидности гранитоидов.

Нижнепалеоценовая интрузивная фаза

К нижнепалеоценовой интрузивной фазе принадлежат широко развитые на территории листа малые интрузии различного петрографического состава. В состав их входят нормальные и андезитовые гранодиориты ($\gamma\delta Pgt^1$), диориты (δPgt^1), кварцевые монцититы ($\nu\delta o Pgt^1$) и кварц-ортоклазовые габбро (νPgt^1). Размер интрузий невелик, обычно 1—5 км², лишь площадь отдельных из них превышает 10 км².

Петрографический состав интрузий настолько разнообразен, что выделение отдельных разновидностей внутри массивов при съемке масштаба 1 : 200 000 не представляется возможным. По-

тому на геологической карте для обозначения таких интрузий представлены индексы, отвечающие крайним членам гаммы пород, слагающих тот или иной массив.

Породами этой фазы сложены следующие интрузии: Удинская, Лесная, Каданауская, интрузия высоты 1586, группа Оуминских интрузий, группы интрузий по водоразделам рр. Во-Джауса и Бочи, Санды и Джауса и ряд других.

Удинская интрузия слагает отроги горы Уди у восточной границы района. Она обнажается из-под покрова эоценовых кислых эффузивов, поэтому судить о ее форме трудно. В северной части этого района интрузия прорывает и метаморфизирует порфириты сенокского возраста.

Массив неоднороден по составу. Его северо-восточная часть сложена кварцевыми монцититами. Это порфировидные среднезернистые породы розовато-серого цвета. Среди массы полевых шпатов выделяются таблички роговой обманки. Минералогический состав кварцевых монцититов: лабрадор № 56 30—50%, калиевый полевой шпат 15—40%, кварц 8—20%, пироксен, роговая обманка, биотит 15—20%.

Структура пород порфировидная, гипидиоморфнозернистая с участками монцититовой и микропегматитовой.

К юго-западу наблюдается постепенный переход от кварцевых монцититов к диоритам. Последние представлены мелко- и среднезернистыми породами темно-серого цвета, состоящими из андезина № 46—48 (65—70%), пироксена, роговой обманки и биотита (18—27%), кварца (3—5%). Количество калиевого полевого шпата не превышает 1%. Из акцессорных минералов встречаются ортит, анатит.

Структура диоритов призматически-зернистая, переходная к гипидиоморфной.

В небольшом количестве в юго-западной части интрузии были встречены габбро-монцититы. Они представляют собой плотные меланократовые среднезернистые породы, состоящие из лабрадора № 56 (62%), калиевого полевого шпата (14%), кварца (4%), пироксена, амфибола и биотита (20%).

Структура габбро-монцититов габбровая с участками монцититовой.

Интрузия высоты 1586 расположена в юго-восточной части площади листа. Она протягивается в широтном направлении, располагаясь почти под прямым углом к простиранию мезозойских осадочных толщ. В контакте с интрузией песчаники и сланцы мелового возраста превращены в роговики.

В восточной и центральной частях интрузии развиты равнозернистые андезитовые гранодиориты. Количественно-минералогический состав их следующий: андезин, андезин-лабрадор № 43—55 45—50%, калиевый полевой шпат 10—15%, кварц 20—30%, темнопетлистые минералы (биотит, роговая обманка, пироксен) 15—18%. Из акцессорных минералов присутствуют сфен

и ортит. Из вторичных образованных развиты пелит, хлорит, эпидот, вторичная роговая обманка, вторичный биотит.

Структура андезитовых гранодиоритов гипидиоморфнозернистая с участками монцитовой.

В северо-западной части интрузии развиты андезитовые гранодиорит-порфиры, близкие по составу к андезитовым гранодиоритам, но отличающиеся от них по структуре. Гранодиорит-порфиры имеют порфировую структуру с аллотриоморфной структурной основной массы.

Интрузия горы Лесной расположена на водоразделе рр. Сани и Джауса. Вмещающими породами служат песчаники верхнемеридового возраста. Несмотря на небольшие размеры, интрузия имеет неоднородное строение. Она сложена в основном диоритами, сходными по составу с диоритами Удинской интрузии. К северу они переходят в гранодиориты, состоящие из андезита № 33—35 (35—40%), калиевого полевого шпата (25—30%), кварца (15—20%), биотита и роговой обманки (10—15%). Из акцессорных минералов встречены циркон и сфен. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая.

Наряду с породами нормального состава в южной части массива встречены аномальные разновидности — кварц-ортоклазовое габбро с оливином. Макроскопически они представляют собой среднеристые породы темно-серого цвета. Кварц-ортоклазовое габбро состоит из лабрадора № 53—66 (50—60%), пироксена и оливина (25—40%), кварца (1,5%), калиевого полевого шпата (2%). Структура пород габбро-офитовая с участками монцитовой.

Аномальность их проявляется в неоднородности структуры (наряду с габбро-офитовой — монцитовой), в присутствии оливина вместе со свободным кремнеземом и калиевого полевого шпата — наряду с основным плагиоклазом — лабрадором.

Северные отроги водораздела рр. Ботчи и Юге слагает интрузия кварцевых монцитов и гранодиоритов, которая вытянута в широтном направлении почти на 6 км, при ширине 1,5—2 км. Вмещающими породами являются туфогенно-осадочные отложения верхнего мела. Западная и восточная части массива сложены кварцевыми монцитами, в то время как центральная часть — порфировидными гранодиоритами.

Кварцевые монциты — крупнозернистые породы с хорошо заметной даже невооруженным глазом идиоморфной формой полевых шпатов. Окраска пород различная — от черно-белой до более темной коричневатой-серой. Структура их монцитовая, участки микромагматовая. Породообразующие минералы: лабрадор № 55—66 (45—60%), калиевый полевой шпат (20—25%), пироксен, роговая обманка, биотит (15—30%), кварц (1—10%). Акцессории представлены апатитом, цирконом, ортитом и мангнетитом. Из вторичных минералов следует указать роговую обманку и биотит, развивающиеся по пироксену.

Вблизи контакта с гранодиоритами монциты постепенно переходят в мелкозернистые диориты, отличающиеся макроскопически более темной, почти черной окраской и меньшей степенью раскристаллизованности.

Минералогический состав их следующий: андезит № 36 (55—60%), пироксен, роговая обманка, биотит (25—30%), кварц (до 5%). Мангнетит, как и в кварцевых монцитах, содержится в количестве до 2%.

Центральную часть интрузии слагают порфировидные гранодиориты. Это мелкозернистые породы розовато-серого цвета. Под микроскопом видно, что они облагают порфировидной структурой основной массы. Состав гранодиориты из плагиоклаза состава олигоклаз-андезин № 28—32 (40—45%), калиевого полевого шпата (25—30%), кварца (20—25%), роговой обманки и биотита (5—10%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, мангнетит. В породе большее развитие имеют вторичные минералы — эпидот, хлорит, серцит, сфен и пелитовые продукты.

Переход от гранодиоритов к диоритам и кварцевым монцитам резкий; возможно, массив был сформирован в два этапа. Значительное развитие вторичных процессов в гранодиоритах может являться некоторым указанием на то, что кварцевые монциты внедрились несколько позже гранодиоритов и оказали на них конкретное воздействие.

На водоразделе рр. Бо-Джауса и Ботчи расположена интрузия, сложенная диоритами и гранодиоритами. Она, подобно интрузии высоты 1586, имеет форму, вытянутую в широтном направлении. В восточной части интрузии развиты диориты, в западной части преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты. Массив прорван мелкозернистыми лейкократовыми гранитами позднелеонцового возраста, которые прослеживаются в меридиональном направлении в виде полосы шириной около 1 км. Вблизи контакта в гранитах встречается большое количество ксенолитов диоритов.

Верхнепалеоценовая интрузивная фаза

Интрузии верхнепалеоценовой фазы, в противоположность описанным на стр. 26—28 малым интрузиям, отличаются значительно большей однородностью петрографического состава. Представлены они преимущественно кислыми разновидностями гранитоидов: рогово-обманково-биотитовыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Гранодиориты присутствуют в подчиненном количестве, встречается главный образцов в периферических частях массивов.

Верхнепалеоценовые интрузии встречаются в верховьях р. Джауса, в верховьях рр. Ботчи и Мой, по ключам Холн и Камбязани, на горе Яко-Яни, в верхнем течении р. Коппи, на горе Моховой и в ряде других мест.

Джаусская интрузия, расположенная в верховье р. Джауса, имеет вытянутую в широтном направлении форму. Площадь ее

около 25 км². Интрузия прорывает и метаморфизует верхнемеловые туфогенно-осадочные отложения и туфозфузильные образования самаргинской свиты. Перекрывают ее эоценовые кислые эффузивы и четвертичные базальты.

В строении массива главную роль играют лейкократовые граниты, представляющие собой мелко- и среднезернистые породы, содержащие немногочисленные пластинки зеленовато-бурого биотита. Часто наблюдаются миаролитовые пустотки, выполненные мелкими кристалликами кварца.

Лейкократовые граниты состоят из олигоклаза № 9—12 (3—15%), калиевого полевого шпата (50—55%), кварца (30—38%), биотита (до 1,5%). Из акцессорных минералов отмечены ортит, циркон, флюорит. Постеридиорные образования представлены пелитом, серпентитом и хлоритом.

Для лейкократовых гранитов характерно резко подчиненное количество плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату. В некоторых случаях плагиоклаз почти отсутствует, что позволяет отметить разности отнести к аляскитовым гранитам. По мере приближения к контактам с вмещающими отложениями в гранитах наблюдается увеличение количества биотита и появляется роговая обманка.

Структура гранитов аллотриоморфнозернистая с участками микропегматитовой и гранофировой. В периферических частях интрузии граниты имеют порфировидную структуру.

Кукшинская интрузия расположена в юго-восточной части дельты в бассейне верхнего течения р. Кушки — левого притока р. Ботчи. В пределах исследованного района обнажается часть интрузии площадью около 25 км², восточная часть ее находится на территории листа М—54—XXXXI. Интрузия вытянута в северо-западном направлении и располагается под углом к простиранию мезозойских складчатых структур. Вмещающими ее породами являются осадочные образования мела и вулканогенные образования самаргинской свиты.

Состав интрузии оглиняется сравнительным постоянством. Ведущая роль в ее строении принадлежит лейкократовым гранитам. В периферических частях массива появляются биотит-роговообманковые гранодиориты.

Лейкократовые граниты представляют собой среднезернистые породы розовато-серого цвета с миаролитовыми пустотами, выполненными друзами кварца.

Наиболее характерными являются аллотриоморфная и микропегматитовая структуры. Состав лейкократовых гранитов: олигоклаз № 25—28 (25—30%), калиевый полевой шпат — пертит (40—45%), кварц (30—35%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный.

Биотит-роговообманковые гранодиориты состоят из андесина № 30—35 (40—45%), калиевого полевого шпата (20—25%), кварца (25—28%), биотита, роговой обманки (до 15%).

Ботчинская интрузия расположена в верхнем течении рек Ботчи и Мои. Она прорывает осадочные и эффузивные образования верхнего мела, обнажаясь из-под покрова кузнецовских андезитобазальтов и четвертичных базальтов.

Северо-восточная часть интрузии сложена биотит-роговообманковыми гранодиоритами, представляющими собой среднезернистые порфировидные породы желтовато-серого цвета. Они имеют следующий количественный состав: олигоклаз — андесин № 28—30 30—35%, калиевый полевой шпат — пертит 25—30%, кварц 25—30%, биотит и роговая обманка 10—15%. Из акцессорных минералов встречены ортит, сфен, циркон.

В строении остальных частей интрузии главную роль играют лейкократовые граниты, аналогичные гранитам, встреченным в Кукшинской и Джакусской интрузиях.

Расположенные в северо-восточной части листа интрузии гор Моховой и Кальма представлены мелкозернистыми лейкократовыми гранитами с микропегматитовой структурой, которые широко развиты и в других интрузиях этой фазы.

Отнесенные к верхнепалеоценовой фазе интрузии биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов пользуются по сравнению с лейкократовыми гранитами ограниченным распространением.

Обнажающиеся по склонам Холм и Кямбязани граниты являются частью крупного массива, расположенного в пределах листа М—53—XXXXVI. Вмещающими интрузию породами служат терригенные образования и кислые эффузивы верхнемелового возраста, которые в контакте испытывают сильные изменения. В исследованной части интрузии имеет неоднородное строение. Формирование ее связано с двумя этапами. В первый этап произошло внедрение гранодиорит-порфиров, постепенно переходящих к дацитам — породам менее раскристаллизованного, приобретающим эффузивный облик. Ко второму этапу относится внедрение биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов.

Биотит-роговообманковые граниты имеют типидиоморфнозернистую и микропегматитовую структуры. Они состоят из олигоклаза № 25—28 (25—30%), калиевого полевого шпата (35—40%), кварца (30—35%), темноцветных минералов (5—7%). Акцессорны: ортит, циркон, апатит.

Гранодиориты оглиняются от гранитов более высоким содержанием темноцветных минералов (10—15%) и меньшим количеством кварца (20—25%).

Дациты и гранодиорит-порфиры по внешнему облику представляют собой порфировые породы темно-зеленого цвета. В виде вкрапленников в них присутствуют кварц, плагиоклаз № 28—34, биотит, роговая обманка, реже пироксен, составляющие до 45% всей массы породы. Размер зерен 0,2—2 мм. Оглиние дацитов и гранодиорит-порфиров заключается в различной степени раскристаллизованности основной массы: для первых наиболее харак-

терна микрофельзитовая структура основной массы, а для вторых — микропопиклитовая и микрогранулитовая.

Вторичные изменения этих пород заканчиваются в развитии вторичного биотита и мелкозернистого агрегата кварца с образованием в отдельных случаях бластопорфировой структуры.

В водораздельной части рр. Анной и Коппи расположена Яко-Динская интрузия, слогающаяся отроги горы Яко-Дини. В пределах исследованного района находят лишь ее южная часть. Вмещающими интрузию породами служат осадочные образования мела. Находясь в 1 км от выхода интрузии лапты самаргинской свиты также испытывают влияние контактового метаморфизма. Сложена интрузия биотитовыми гранитами. Они представляют собой среднезернистые породы порфиоровидного облика, состоящие из андезита № 28—30 (25—30%), калиевого полевого шпата (35—40%), кварца (30—35%), зеленого биотита (до 5%). Ближе к краевым частям интрузии наряду с биотитом появляется розовая обманка.

Дайковые образования палеоценового комплекса развиты очень широко и представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и диорит-порфирами.

Простирание даек по полевым наблюдениям и по результатам дешифрирования аэрофотоснимков различно, но наиболее распространены являются северо-восточное, совпадающее с простиранием меловых осадочных пород. Мощность различных даек колеблется от нескольких десятков сантиметров до 100—120 м, но чаще наблюдаются дайки мощностью 4—10 м. Падение их обычно крутое (75—90°). В экзоконтакте даек вмещающие отложения в интервале нескольких метров, а иногда и десятков метров сильно ороговикованы и содержат рассеянную вкрапленность пирита.

В береговых обрывах по р. Бо-Джауса и на участке поисковых работ по левому притоку р. Кушки было зафиксировано несколько пластовых тел диорит-порфиринов и гранит-порфинов, приуроченных к сводовой части антиклинальной складки в валаджинских отложениях. Мощность пластовых тел 6—9 м; некоторые из них прослежены по простиранию на расстояние свыше 2 км, всюду имеют согласное с вмещающими отложениями залегание. Пластовые тела как среднего, так и кислого состава оказывают довольно слабое воздействие на вмещающие отложения. Непосредственно у контакта в алеволитах наблюдается развитие вторичного биотита и агрегатов мелкозернистого кварца, а в удалении от контакта на 20—30 см в них отмечается лишь слабая перекристаллизация глинистого материала.

В большинстве случаев из-за плохой обнаженности дайковые образования фиксировались по развалам в деловии, поэтому мощность и взаимоотношение их с вмещающими отложениями остаются невыясненными.

Диорит-порфиры представляют собой темно-серые и зеленовато-серые породы порфирового строения. Порфирывые выде-

ления принадлежат андезиту № 36—44, роговой обманке и пироксену. Они составляют 20—50% всей массы породы. Размер вкрапленников 0,4—2 мм. Структура основной массы призматически-зернистая, реже плагитаксовая. Основная масса состоит из мелких (0,07—0,1 мм) лейт плагноклаза, иногда имеющих субпараллельную ориентировку, и мелких зерен пироксена или роговой обманки. Акцессорные минералы: сфен, циркон, рудный минерал.

Гранодиорит-порфиры макроскопически — темно-серые или розовато-серые порфирывые породы с вкрапленниками плагноклаза, биотита и роговой обманки. Под микроскопом они обнаруживают микрофельзитовую, реже микрогранулитовую структуру основной массы. Фенокристаллы представлены серицитизированным плагноклазом № 28—36, биотитом, роговой обманкой и кварцем, которые составляют до 60% всей массы породы. Акцессории: апатит, циркон и рудный минерал.

Гранит-порфиры — серые и розовато-серые породы с вкрапленниками размером до 1 см. Порфирывые выделения представлены кварцем, плагноклазом № 20—28, биотитом и в небольшом количестве калиевым полевым шпатом и роговой обманкой, составляя 30—50% массы породы. Калиевый полевой шпат, как правило, сильно пелитизирован. Структура основной массы — микрофельзитовая, микрогранитовая с участками микрографической. Акцессории: апатит, циркон, ортит и рудный минерал.

С палеоценовым комплексом интрузивных образований связаны обширные ореолы контактового метаморфизма. Ширина ореолов в зависимости от крутизны контакта достигает 2—3 км.

Песчаники на контактах с палеоценовыми интрузивными превапцены в кварц-биотитовые роговики — плотные сливные породы темно-серого цвета.

По мере удаления от интрузий роговики сменяются окварцованными песчаниками с бласто-псаммитовой структурой. Кремнисто-глинистый цемент в результате перекристаллизации замещается серпичитовым.

Глинистые сланцы превращены в кордиеритовые, кордиеритово-биотитовые, серпичито-кварцевые роговики. Они представляют собой плотные породы серого или коричневатого цвета. Структура их роговиковая, лепидобластовая.

Кислые эффузивы в непосредственном контакте превращены в кордиеритовые и биотитовые роговики различных оттенков — от светло-серых до темно-коричневых. Структура этих пород роговиковая, бластопорфировая. В последнем случае среди перекристаллизованной основной массы выделяются реликты порфировых вкрапленников. Иногда в виде мелких изометричных зерен в роговиках присутствует гранат.

В андезитах и лаптах вблизи контакта наблюдается перекристаллизация основной массы, возникновение новообразований кварца и биотита.

Кроме процессов термальнoго метаморфизма, происходящих без существенного привноса новых элементов и ограничивающихся образованием различных роговиков, широкое распространение имеет ороговикование пород, сопровождающееся привнесом и появлением новообразований в виде хлорита, актинолита, турмалина и различных сульфидов.

В эвакоконтакте с интрузивными палеоценового комплекса наблюдалось возникновение кварц-амфиболо-турмалино-полизитовых пород, состоящих из зерен поизита неправильной формы, промежутокки между которыми, а иногда и отдельные участки породы выполнены изомеричными зернами кварца. В виде радиально-лучистых образований и скоплений неправильной формы встречается синнезеленый турмалин. Актинолит образует игольчатые и лучистые зерна, окрашенные в зеленоватый цвет.

Палеоценовый возраст описанного интрузивного комплекса устанавливается на основании следующих данных. Интрузии комплекса прорывают верхнемеловые биотитовые граниты и кислые эффузивы сенон-датского возраста и перекрываются кислыми эффузивами эоцена. Формирование палеоценового интрузивного комплекса заняло значительный промежуток времени, и на протяжении палеоцена происходило чередование интрузивной и вулканической деятельности. Образование малых интрузий различного состава произошло в основном в начале палеоцена, до изгнания самаргинских эффузивов, так как нигде на территории листа не наблюдается интрузивного контакта между этими образованиями.

Лейкократовые граниты и биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты внедрились уже после формирования интрузий нижнепалеоценовой фазы и покровов самаргинской свиты. Дацииты и андезиты самаргинской свиты на контактах с этими интрузивными несут явные следы контактового метаморфизма, а в лейкократовых гранитах наблюдались многочисленные ксенолиты диоритов нижнепалеоценовой фазы.

Таким образом, среди палеоценовых интрузий четко фиксируются две интрузивные фазы — нижнепалеоценовая и верхнепалеоценовая.

Продолженные в химической лаборатории ВСЕГЕИ под руководством М. М. Стукаловой анализы интрузивных пород свидетельствуют о том, что породы верхнемелового и палеоценового комплексов имеют различный химический состав (см. таблицу). Биотитовые метанократовые граниты верхнемелового комплекса принадлежат к умеренно кислым породам нормального состава и близки к среднему составу гранита по Дэли, отличаясь лишь несколько повышенным содержанием феррической составной части.

Особенностями пород нижнепалеоценовой фазы являются: повышенное содержание кальция в породах среднего состава и повышенное содержание кремнекислоты и кальция в породах основного ряда.

Данные силикатных анализов интрузивных пород

Название пород	Название массива	Возраст	Химический состав (весовые количества)											
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Меланократовый гранит	Сандинский	Верхний мел	71,01	0,17	16,44	0,79	0,84	1,26	0,37	3,06	5,00	0,04	0,20	0,80
Гранодиорит ¹	"	То же	65,00	0,86	16,62	1,84	2,78	2,64	1,98	2,64	3,77	0,08	0,46	0,94
Кварц-ортоклазовое габбро	Лесной	Нижний палеоцен	50,30	1,20	18,41	2,25	7,29	8,91	5,54	2,17	1,27	0,14	0,60	1,53
Диорит	Удинский	То же	53,31	1,40	19,19	3,40	5,39	7,78	3,85	2,26	1,91	0,14	0,42	0,80
Андезиновый гранодиорит	Высота 1586	"	66,69	0,64	14,80	1,42	3,50	3,96	2,15	2,27	3,55	0,09	0,14	1,36
Андезиновый гранодиорит-порфир	То же	"	63,05	0,55	16,41	3,10	2,94	5,47	2,30	2,37	2,44	0,08	0,40	1,30
Гранит	Яко-Янинский	Верхний палеоцен	73,08	0,28	14,28	1,08	0,88	0,68	1,78	2,38	4,52	0,14	0,60	1,53
Лейкократовый гранит	Джаусский	То же	76,86	0,04	12,36	0,61	0,82	0,44	0,14	3,48	4,55	0,05	0,46	0,65
Лейкократовый гранит	Кукшинский	"	75,38	0,15	12,25	1,24	0,42	0,41	0,16	3,31	4,57	0,03	0,18	0,95

Название пород	Название массива	Возраст	Числовые характеристики								
			a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
Меланократовый гранит	Сандинский	Верхний мел	13,4	1,4	6,8	78,4	69,9	20,4	9,1		47,5
Гранодиорит ¹	"	То же	10,9	3,2	12,1	73,8	40,0	33,9	25,0	—	51,3
Кварц-ортоклазовое габбро	Лесной	Нижний палеоцен	7,2	9,2	21,4	62,2	—	44,2	46,2	9,5	71,5
Диорит	Удинский	То же	8,4	9,6	15,4	66,6	—	55,9	4,5	3,8	66,3
Андезиновый гранодиорит	Высота 1586	"	9,8	4,7	8,5	77,0	6,3	52,7	40,9	—	50,7
Андезиновый гранодиорит-порфир	То же	"	9,0	5,8	9,6	74,6	—	43,1	41,7	0,7	59,3
Гранит	Яко-Янинский	Верхний палеоцен	11,3	2,3	5,6	80,8	25,9	29,3	18,9	—	44,1
Лейкократовый гранит	Джаусский	То же	13,6	0,4	2,8	83,2	50,0	43,0	7,0	—	53,0
Лейкократовый гранит	Кукшинский	"	13,4	0,8	2,8	23,0	32,7	55,9	37,2	—	53,5

¹ Образец взят из приконтактной части интрузии, обогащенной темноцветными компонентами.

Лейкограновые граниты близки по составу к щелочным. Они отличаются небольшим содержанием железа, кальция и магния. Для интрузивных образований исследованного района характерны процессы ассимиляции вмещающих толщ, что подтверждается присутствием сидлиманита и граната в биотитовых мегакратовых гранитах, изменчивостью состава пород палеоценового комплекса и присутствием в них аномальных разностей.

ТЕКТОНИКА

Согласно тектонической карте СССР, изданной в 1953 г. под редакцией Н. С. Шатского, территория листа М—54—XXXI расположена в восточном крыле главного Сихота-Алинского синклинали.

На территории листа структура меловых терригенных образований представлена серией линейных складок северо-восточного простирания, этому же направлению подчинена и ориентировка интрузив верхнемеловых гранитов. Эти образования несомненно перекрываются остатками покровов ольгинских эффузивов, сматых в широкие складки северо-восточного простирания. Дислокации кайнозойских вулканогенных образований — пологие изгибы, не связанные, видимо, со складчатостью геосинклинального типа. Остатки покровов нижечетвертичных базальтов залегают почти горизонтально, занимая вершины плоских водоразделов.

В пределах района отчетливо выявляются три крупных структурных элемента, представляющих собой складки первого порядка. На северо-западе прослеживается крупная антиклиналь, к ядру которой приурочена верхнемеловая Сандинская интрузивная гранитоидов. В северо-восточном направлении по диагонали через всю территорию протягивается крупная синклиналь, ядро которой сложено удоминской свитой. Осевой части этой синклинали в рельефе соответствуют депрессии, занятые долинами рек Джауса и Дагды (с ее притоком Юте). На юго-востоке расположена крупная антиклиналь, северо-западное крыло которой нарушено разрывом, а в ядре залегают отложения валанжинина, провинные рядом небольших массивов палеоценовых гранитоидов. Стронеие района, если его рассматривать вкратце простирания складок с северо-запада на юго-восток, представляется в следующем виде.

В северо-западной части исследованной территории располагается ряд синклинальных и антиклинальных складок северо-восточного простирания, осложняющих сводовую часть отмеченной выше крупной (северо-западной) антиклинали. Ядра синклиналей сложены породами даргасинской свиты, в антиклинальных изгибах обнажаются отложения валанжинского яруса. Шарниры этих складок отличаются волнистостью, причем наблюдается общий для ряда складок потерянный синклинальный перегиб всей структуры. прослеживающийся из северо-западного угла описываемой

территории в верховья р. Дагды, где по линии этого перегиба выявляются отложения удоминской свиты. Поперечному синклинальному перегибу свода северо-западной антиклинальной структуры соответствует резкое уменьшение ширины Сандинской интрузии в верховьях р. Дагды.

Антиклиналь второго порядка в самом северо-западном углу площади прервана небольшими массивами палеоценовых гранитоидов. С гранитоидами, связан интенсивный метаморфизм флишевых отложений валанжинина. Юго-восточнее крыла этой антиклинали осложнено рядом еще более мелких узких складок с углами падения крыльев, достигающими 60—70°.

Далее на юго-восток в бассейне р. Первый Заур и верховьях р. Коппи расположены две синклинальные складки второго порядка, разделенные антиклиналью. Осевая линия антиклинали проходит от нижнего течения р. Первый Заур на СВ 50—55° к южным отрогам горы Яко-Яни, где она отклоняется несколько к востоку. В ядре антиклинали на воздымании ее шарнира обнажаются валанжинские отложения, там же, где шарнир испытывает поружение, эти отложения, как и в ядре смежных синклиналей, перекрыты конгломератами и алевритами даргасинской свиты. Крылья всех этих складок осложнены более мелкими складками, в пределах которых углы падения слоев достигают 50—70°.

В среднем течении р. Второй Заур и по пади Моховой снова широко развиты валанжинские отложения, которые обнажаются здесь в ядре антиклинали второго порядка. Шарнир антиклинали на правобережье р. Первый Заур погружается, вследствие чего валанжинские отложения на участке между руслом реки и главным водоразделом Сихота-Алиня перекрыты породами даргасинской свиты. Далее на северо-восток, в бассейне р. Коппи шарнир складки воздымается, и в ядре ее опять обнажаются валанжинские отложения, прорванные на левобережье р. Коппи небольшим массивом палеоценовых гранитов.

На общем фоне этой антиклинальной структуры стараящие ее отложения сматы в ряде дополнительных складок низших порядков. Углы падения на крыльях большинства складок колеблются в пределах 40—80°. Непосредственно в обнажениях удалось наблюдать, что некоторые складки, опрокиннутые к юго-востоку, имеют асимметричное строение. В юго-западной части антиклинали нарушена несколькими разломами северо-восточного направления и более молодыми разломами северо-западного направления.

Юго-восточнее антиклиналь сменяется синклиналью, осевая линия которой проходит в северо-восточном направлении от верхнего течения кл. Каданану через верховье р. Дагды и бассейна р. Талеучи на левобережье р. Коппи за пределы территории листа. Шарнир этой складки отличается волнистостью, вследствие чего отложения даргасинской свиты, слагающие ядро синклинали

в юго-западной части ее, уже в верховье р. Дагды перекрываются образцовыми удоминской свиты. Углы падения на крыльях складки обычно колеблются в пределах 45—80°; для северо-западного крыла характерно более крутое падение (порядка 60—80°), доходящее до вертикального.

Описываемая синклиналь частично уничтожена крупной Сандинской интрузией верхнемеловых гранитов. На значительной площади Сандинской массив вместе с прилегающими участками складчатой структуры несомненно перекрыты остатками покровов ольгинских эффузивов, которые в целом также образуют пологую синклиналь северо-восточного простирания. Синклиналь, сложенная ольгинскими эффузивами, в значительной степени уже размыта, поэтому эффузивы залегают в виде изолированных пятен на осадочных и интрузивных породах верхнего мела. В верховьях р. Дагды синклинальная структура верхнемеловых эффузивов разорвана сбросом северо-восточного направления. Сброс хорошо выражен в рельефе, а также контролируется брекчиями. Приподнято южное крыло, однако установить амплитуду не удалось.

Юго-восточнее охарактеризованных структур находится антиклинальная складка северо-восточного простирания; к югу от кл. Каладани шарнир ее резко изгибается к югу и имеет на этом участке почти меридиональное простирание. В бассейне р. Копти крылья этой складки сложены образованиями удоминской свиты, а в ядре обнажаются алевролиты даргасинской свиты. К юго-западу шарнир возмывается, и в ядре появляются отложения валанжинского яруса. Вдоль осевой линии этой антиклиналя, кроме Сандинской интрузии, расположен ряд массивов верхнемеловых гранитов, по-видимому, намечающий контуры какого-то крупного интрузивного тела, только начавшего вскрываться эрозией.

По левобережью р. Дагды и далее на северо-восток через бассейн р. Джауса к среднему течению р. Копти широкой полосой прослеживаются отложения удоминской свиты, сложенные ядро синклинальной структуры первого порядка. Последняя представляет собой совокупность более мелких складок с углами падения крыльев, изменяющимися в пределах 50—70°. Значительная часть этой структуры перекрыта эффузивами различного возраста и прорвана несколькими малыми палеоценовыми интрузивами. В ряде мест она осложнена разломами различных направлений. Северо-западное крыло срезано крупным сбросом меридионального простирания, и в верховьях р. Саня породы удоминской свиты непосредственно контактируют с отложениями валанжинского яруса. Юго-восточное крыло нарушено двумя разломами широтного простирания, к которым причислено обширное поле развития туфов дацитовых порфиров эоцена.

В нижнем течении р. Джауса антиклинальная складка второго порядка, осложняющаяся основной синклиналь, нарушена разло-

мом северо-восточного простирания, по которому юго-восточное крыло складки опустилось. Амплитуда нарушения осталась неустановленной. Разлом достаточно отчетливо прослеживается на местности по сильно лимонитизированным брекчиям и зонам интенсивного окварцевания и турмалинизации пород.

Юго-восточная часть исследованной территории представляет собой крупную антиклиналь, осложненную рядом складок второго порядка и сложенную песчано-сланцевыми отложениями валанжинского яруса и даргасинской свиты сепомана, прорванными многочисленными интрузивами палеоцена. Осевая линия этой антиклинали протягивается в северо-восточном направлении из верховьев р. Ботчи через бассейн р. Кукуши к горе Ули. Ядро складки сложено валанжинскими отложениями, которые на крыльях перекрываются породами даргасинской свиты. Углы падения на крыльях складки 30—45°.

Северо-западное крыло антиклинали осложнено крупным продольным разломом, который сопровождается серией более мелких нарушений того же простирания. По этому разлому флишевые отложения валанжина контактируют с породами даргасинской и удоминской свит. С этими нарушениями, по-видимому, связано внедрение нескольких интрузий палеоценовых гранитоидов. Большая часть юго-восточного крыла антиклинали скрыта под покровами эффузивов и туфов палеоцена и только на участках пониженного рельефа по рекам Ботчи и Кукуша из-под них выходят на дневную поверхность породы даргасинской свиты и слоистые ядра небольших антиклинальных складок отложения валанжинского яруса. Кое-где из-под эффузивов самаргинской и кузнецовской свит в долинах рек Кукуша и Елизаровская обнажаются сохранившиеся от размыва остатки покровов кислых и средних эффузивов ольгинской серии.

Судя по расположению палеоценовых вулканотечных образований почти исключительно на вершинах водоразделов, дислокации этих пород в описываемом районе очень незначительны и носят характер пологих изгибов, связанных с вертикальными колебательными движениями.

Складчатые структуры часто осложнены дизъюнктивными нарушениями различных направлений. При сложном тектоническом строении в условиях плохой обнаженности картирование дизъюнктивных нарушений представляет большую трудность. Часть разломов была выявлена по аэрофотоснимкам (например, в бассейне р. Второй Заур, по ключам Каданау и Каладони), значительное количество тектонических нарушений вообще не отражено на геологической карте.

Дизъюнктивные нарушения носят как надвиговый, так и сбросовый характер. Нарушения надвигового характера наблюдались во многих обнажениях полимиктовых песчаников удоминской свиты, где они развиваются на крыльях складок низших порядков. Они сопровождаются интенсивно переметлами, а иногда

и развалылованными породами и зеркалами скольжения. Дрежчи в них, как правило, отсутствуют. Все выявленные нарушения этого типа имеют небольшую амплитуду и не отражаются на обших структурах района.

Возможно, что к нарушениям надвигового типа относятся некоторые продолжные разломы, например в верховье р. Коши и в бассейне р. Второй Заур, однако более определенно заключения пока сделать нельзя.

Дизъюнктивные нарушения сбросового типа пользуются значительно большим распространением и носят более региональный характер. По сравнению с нарушениями первого типа они являются более молодыми и связаны с тригичными последстатдчатыми движениями, на фоне которых с конца мелового периода происходила бурная вулканическая деятельность.

В северо-западной части территории листа наблюдаются две взаимно пересекающиеся системы сбросов, приуроченные к приосевой части одной из антиклиналей второго порядка. Сбросы северо-восточного или меридионального простирания секутся здесь более молодыми северо-западными разломами. По поверхностям последних крылья более древних сбросов смещены в горизонтальном направлении на расстояние до 200—300 м.

Нарушения сбросового типа установлены на многих других участках. К ним относятся упоминавшиеся уже разломы, связанные с полами развития верхнемеловых и палеогеновых туфоэффузивных образований в бассейне р. Дарды, на водоразделе рек Во-Джауса и Джауса и в ряде других мест.

С некоторыми сбросами связаны проявления гидротермальной деятельности. Так, к крупному сбросу, прослеживающемуся из верховья р. Бочи в северо-восточном направлении к левому притоку р. Кулши, и опериющим его более мелким нарушениям приурочены зоны интенсивного окварцевания и турмалинизации пород и проявления оловорудной минерализации. Интенсивная турмалинизация и окварцевание прослеживаются также вдоль упоминавшегося выше сброса около устья р. Джауса.

В целом геологическая структура территории листа весьма сложна и характеризуется наличием нескольких структурных несогласий, обилием разновозрастных интрузивных и эффузивных образований, интенсивным проявлением дизъюнктивной тектоники.

Анализ соотношений осадочных, вулканогенных и интрузивных образований позволяет выделить следующие четыре структурных этажа, образование которых было связано с различными этапами тектонического развития района.

1. Структурный этаж меловых осадочных отложений с прорывающими их крупными интрузивными биотитовых гранитов.

2. Структурный этаж сенон-датских (ольгинских) средних и кислых эффузивов с прорывающими их малыми интрузивными нижнепалеогенового возраста.

3. Структурный этаж разнообразных палеогеновых вулканогенных образований с интрузивными верхнепалеогенового возраста.

4. Структурный этаж горизонтально залегающих плато-базальтов.

Нижний структурный этаж представлен мощной толщей меловых терригенных отложений, интенсивно дисципированных в результате проявления предсенонской фазы складчатости в узкие складки с углами падения на крыльях 45—75°. Осевые линии складок имеют северо-восточное простирание (45—55°) с некоторым отклонением от этого направления на отдельных участках в ту или иную сторону. Шарниры складок отличаются волнистостью.

Предсенонская фаза складчатости явилась наиболее сильной из всех фаз, проявленных в этой части Дальнего Востока, и созданный ею складчатый комплекс играет основную роль в создании структурного плана описываемой территории. Завершающим этапом предсенонской фазы складчатости явилось внедрение гранитной магмы с образованием крупных интрузий биотитовых гранитов.

Второй структурный этаж, представляющий сенон-датскими средними и кислыми эффузивами и их туфами вместе с прорывающими их малыми интрузивами, залегает с резким структурным несогласием на породах нижнего структурного этажа. От прорывающих образований он также отделен структурным несогласием. В результате складчатости, проявившейся на границе верхнего мела и палеогена, покровы сенонских и датских эффузивов и туфов были сматы в широкие складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях, редко превышающими 30—35°.

Покровы верхнемеловых эффузивов в большей своей части размыты и сохранились лишь в ядрах синклинальных структур, протгпываясь тремя параллельными полосами северо-восточного направления.

Одна из них, наиболее крупная, прослеживается от кл. Холи через верховья рр. Дарды и Санды, кл. Талеучи и далее на левобережье р. Коши — на территорию листа М—54—ХХV.

К юго-востоку от нее в центральной части площади листа синклинальная складка, представляющая отдельными полами эффузивов, прослеживается от водораздела рр. Юе и Оуми к устью р. Джауса. Осевые линии этих двух складок почти совпадают с осевыми линиями синклинальных структур осадочных отложений мела.

Третья синклинальная складка намечается в крайней юго-восточной части района, где верхнемеловые эффузивы обнажаются из-под покровов третичных эффузивов по р. Елизаровская и к северо-востоку от нее в долине р. Кулша.

Третий структурный этаж представлен вулканогенными образованиями палеогена и эоцена. В отличие от нижних структурных

ярусов степень дислоцированности разновозрастных пород этого комплекса несколько различна.

Наиболее древние образования, представленные дацитами и андезитами самаргинской свиты, отделены от перекрывающих их кислых и основных эффузивов эоцена внедрением лейкократовых гранитов. Покровы эффузивов самаргинской свиты вытянуты в северо-восточном направлении. Углы падения на крыльях склادا, судя по конфигурации покровов, в отдельных случаях достигают 20—30°.

Проявление дислокаций в покровках Кузнецовской свиты и кислых эффузивах эоцена значительно слабее и выражено полными нагрябами с углами падения 10—15°.

Верхний структурный этаж образуют горизонтально залегающие плато-базальты. Наиболее крупные покровы их наблюдаются в бассейне р. Дагды, на остальной площади базальты встречаются только в виде небольших останков, слагающих плоские вершины возвышенностей. По-видимому, они представляли собой остатки крупного базальтового покрова, изливавшегося на более или менее выровненную поверхность, существовавшую к началу четвертичного периода.

При последующих блоковых поднятиях, имевших место в четвертичное время, большая часть базальтового покрова была уничтожена эрозией.

Заканчивая характеристику тектоники описываемой территории, можно сделать следующие выводы:

1. Отчетливо фиксируемые структурные несогласия между порфиритами сенона и более древними образованиями и между вулканогенными образованиями палеогена и всеми более древними образованиями указывают на то, что складчатая структура района является следствием проявления не менее чем двух фаз складчатости.

2. Проявлению предсенонской фазы складчатости предшествовали интенсивные колебательные движения, которые в процессе накопления меловых терригенных отложений сопровождались местными размытиями.

В результате этих движений маргасинская свита сенона залегает со стратиграфическим несогласием на породах ваганжинского яруса.

3. На границе сенонского и туронского веков проявилась первая фаза альпийской складчатости, собиравшая в складки меловые осадочные отложения. Эта фаза складчатости сопровождалась внедрением крупных интрузий биогитовых гранитов.

4. В конце позднемелового времени проявилась вторая фаза складчатости, собиравшая в довольно простые складки покровы сенонских и датских эффузивов и усложнившая структуру более древних образований. Завершилась она внедрением малых интрузивных сложного состава, часть которых носит отчетливо выраженный трещинный характер и связана с разрывными нарушениями.

5. В третичное время проявились лишь колебательные движения, приведшие к образованию в вулканогенных породах палеогена лишь пологих нагрябов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа М—54—XXXI в целом представляет собой сильно расчлененное среднегорье с преобладающими абсолютными высотами 1100—1300 м.

Здесь могут быть выделены три категории рельефа: эрозивно-тектонический, эрозивно-вулканогенный и речного происхождения.

Эрозивно-тектонический рельеф, в зависимости от степени расчлененности, литологических особенностей пород, а также гипсометрического положения делится на четыре типа.

1. Среднегорный массивный гольцовый рельеф (относительные превышения 600—800 м, абсолютные высоты 1300—1700 м).

2. Среднегорный резко расчлененный рельеф (относительные превышения 500—700 м, абсолютные высоты 800—1300 м).

3. Среднегорный массивный и грядовый рельеф с крутыми склонами (относительные превышения 400—600 м, абсолютные высоты 800—1300 м).

4. Увалисто-рядовый рельеф приречных зон (относительные превышения 100—300 м, абсолютные высоты 400—800 м).

Первые два типа рельефа развиты главным образом в бассейнах верховьев рр. Джалуса, Юге и Ботчи, а также небольшими участками в водораздельной части хребта Сихоте-Алинь (верховья рр. Левая Коппи и Дагды, район горы Яко-Яни). Для этих районов характерны значительные относительные и абсолютные высоты, интенсивное проявление глубинной эрозии с образованием узких U-образных долин с незабываемым продолжительным профилем. Эти факты свидетельствуют о поднятности территории, которое происходит и в настоящее время. Массивный гольцовый рельеф фиксируется преимущественно на интрузивных породах, в то время как резко расчлененный более характерен для метаморфизованных осадочных отложений и некоторых эффузивов.

Третий тип рельефа, пользующийся максимальным распространением, наиболее типичен для бассейнов рр. Коппи и Дагды. Для этих районов характерны: а) средние абсолютные и относительные высоты; б) сравнительно меньшая глубина расчлененности рельефа; в) примерно одинаковое проявление глубинной и боковой эрозии, в результате чего образовались долины широкообразной формы с довольно широкими днищами. Все эти данные свидетельствуют о менее выраженных тектонических движениях в пределах распространения третьего типа рельефа. Массивные формы рельефа наиболее характерны для интрузивных пород и кислых эффузивов эоцена, а грядовые формы — для осадочных отложений.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Поисково-съемочными работами масштаба 1 : 200 000, проводившимися на площади листа в 1949—1954 гг., были выявлены ореолы рассеяния касситерита, шешита, золота и коренные проявления олова и молибдена (Глушков, 1950, Головнева, 1953, Пагольский, 1954—1955).

Зимой 1952—1953 гг. на точках с рудопроявлениями молибдена по кт. Ольховому И. А. Плотниковым были проведены поисковые работы в масштабе 1 : 10 000. В юго-восточной части листа в 1955 г. В. Е. Проскурниковым производились детальные поисковые работы на площадях ранее выявленных ореолов рассеяния касситерита. В результате этих работ были получены новые данные по металлогении и вскрыты коренные проявления олова по левому притоку р. Кукша.

Из нерудных полезных ископаемых можно указать лишь аллювиальные отложения и некоторые изверженные породы, которые в случае необходимости могут быть использованы как строительные материалы.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Олово

Коренные проявления олова известны по левому притоку р. Кукша (№ 4), в устье р. Джаяса (№ 3) и на водоразделе рр. Юге и Ботчи (№ 5).

В верховьях левого притока р. Кукша в 1954 г. (Пагольский, Сазонова, 1955) был выявлен ореол рассеяния касситерита и обнаружены свалы лимонитизированных брекчий и кварц-турмалиновых пород с арсенопиритом, содержащих до 0,1% олова. В следующем году на этом участке В. Е. Проскурников провел детальные поисковые работы, в процессе которых выявлено и предварительно изучено коренное сульфидно-касситеритовое месторождение.

Бассейн левого притока р. Кукша сложен песчано-сланцевыми отложениями нижнемелового возраста, которые образуют антиклинальную складку северо-восточного простирания. Антиклиналь осложнена рядом более мелких складок и нарушена серией сбросов, в основном северо-восточного направления. К северу и востоку нижнемеловые отложения перекрыты толщей кислых эффузивов эоплена, а в северо-западной части — небольшим покровом кузнецовских базальтов. Осадочные отложения прорваны мелкими штоками диоритов, кварцевых диоритов и лейкократовых гранит-порфиров, которые сопровождаются серией пластовых тел и даек диоритовых порфиров, гранит-порфиров и диабазовых порфиров. Особенно широко развиты пластовые тела диоритовых порфиров и гранит-порфиров. Оруденение сосредоточено в осадочных

Увалисто-грядовый рельеф имеет очень ограниченное развитие и приурочен к некоторым участкам долины рр. Дагды и Ботчи. Эти участки отличаются: а) наибольшими абсолютными и относительными высотами; б) преобладанием боковой эрозии, выраженной в образовании широких долин с многочисленными меандрами русла; в) сравнительно мягкими очертаниями рельефа. По характеру современных тектонических движений эти участки следует относить к наиболее стабильным.

К рельефу речного происхождения относятся речные долины с довольно однообразным комплексом террас.

На территории листа могут быть выделены два комплекса террас. К нижнему комплексу относятся: а) низкая пойма высотой до 1,5 м; б) высокая пойма высотой до 4 м; в) первая надпойменная терраса высотой 6—8 м. Сложены они песчано-галечниковым, реже валуново-галечниковым материалом.

Верхний комплекс составляет скульптурно-аккумулятивная терраса высотой 10—15 м. Аллювиальные отложения этой террасы представлены песчано-галечниковым материалом, иногда суглинками. Мощность отложений обычно не превышает 5 м.

Нижний комплекс террас пользуется широким распространением в районе, прослеживаясь повсеместно в долинах рек, за исключением верховьев.

Отдельные мелкие фрагменты верхнего комплекса наблюдаются по долинам таких наиболее крупных рек района, как Дагды, Копчи, Ботчи и Джаяса.

Эрозионно-вулканогенный тип представлен рельефом расчлененного базальтового плато. Наиболее широко этот рельеф развит по левобережью р. Дагды, где базальтовые плато слагают обширные водораздельные пространства левых притоков этой реки. Несомненно, раньше здесь существовал единый базальтовый покров, так как все возвышенности, сложенные базальтами, имеют примерно одинаковые абсолютные отметки (1000—1100 м). Исключение составляет район горы Оуми, где базальтовый покров наблюдается на высоте 1456 м над уровнем моря. В результате энергичных эрозионных процессов, связанных с поднятием района, большая часть покрова базальтов уничтожена, и они сохранились только на водоразделах рек.

Значительные колебания мощности базальтового покрова, наличие останцов добазальтового рельефа среди покрова базальтов свидетельствуют о том, что изгибались последние на поверхности, имевшую уже расчлененный рельеф.

Следует отметить, что на современном этапе развития территории листа испытывает неравномерные поднятия. Области наиболее интенсивных поднятий находятся на юге в пределах водораздела истоков рр. Юге, Ботчи и Джаяса и на северо-западе — в районе горы Яко-Яни, к которым приурочены максимальные высоты и резко выраженный эрозионный взрез. Остальная часть района находится в относительно более спокойном состоянии.

породах и пластовых телах диоритовых порфиритов, эффузивные образования следов оруденения не несут.

В процессе работы были вскрыты коренные рудопроvinces на пяти участках, расположенных друг от друга на расстоянии от первых сотен метров до 3 км.

По вещественному составу и морфологии среди рудных тел выделяются следующие разновидности:

1. Кварциты с вкрапленностью сульфидов и зонами лимонитизированных брекчий.
2. Зоны турмалинизации с сульфидной вкрапленностью.
3. Кварц-арсенопиритовые жилы и прожилковые зоны штокверкового типа.

4. Прожилково-вкрапленные зоны в диоритовых порфиритах.

Кварциты с рассеянной вкрапленностью сульфидов наиболее широко развиты на водоразделе р. Во-Джаузы и левого притока р. Кушка, где они приурочены к высшему боку пластового тела лейкократовых гранит-порфиритов. Здесь алевролиты, вмещающие граниты, превращены в кварциты буровато-желтого или белого цвета. Подгоса развития кварцитов прослеживается в северо-восточном направлении почти на 1 км, при ширине до 200 м.

Кварциты секутся в различных направлениях тонкими кварцевыми прожилками, часто образующими ячеистую сетку, и содержат рассеянную вкрапленность сульфидов. Сульфиды в приотжатой верхней зоне, доступной наблюдению, окислены и замещены лимонитом. Лишь кое-где среди лимонита сохранились отдельные зерна арсенопирита. Наибольшее количество гнезд и корок лимонита встречено в восточной части подгосы развития кварцитов, где последние испытывали дробление. Зона дробления прослеживается в направлении СВ 30—40°, мощность ее достигает 1 м. В брекчиях лимонит цементирует обломки кварца и кварцитов, что свидетельствует о более позднем проявлении сульфидной минерализации по отношению к процессу окварцевания.

Спектральные анализы штучных проб, взятых равномерно по всей площади развития кварцитов, показали содержание в них олова в сотых и тысячных долях процента и в отдельных случаях 0,1—0,3%, постоянное присутствие меди и мышьяка в количестве 0,1—0,6%. Молибдена 0,001—0,006%, висмута 0,01—0,06% и в отдельных пробах вольфрама 0,1—0,3%. Результаты химических анализов борозловых проб по зонам лимонитизированных брекчий также подтвердили низкое содержание олова, которое не превышает 0,01%.

Турмалиновая минерализация на месторождении проявлена сравнительно слабо. В диоритовых порфиритах зафиксирована зона кварц-турмалиновых пород мощностью 0,3 м; вторая зона турмалинизации мощностью 0,9 м приурочена к участку раздробленных песчаников и алевролитов. Для зон турмалинизации характерно наличие линзовидных тел, обогащенных арсенопиритом. Мощность таких тел достигает 0,12 м, при длине более 1 м.

Химический анализ борозловых проб показал, что максимальное содержание олова (0,37%) приурочено к гнездам, обогащенным арсенопиритом, тогда как в самих кварц-турмалиновых породах содержание олова весьма низкое (0,01%). Из других металлов фиксируется свинец (0,1—0,3%), медь и цинк (0,06—0,1%). Из приведенных данных видно, что рудопроvinces, представляющие кварцитами и зонами турмалинизации, практического интереса не представляют.

Кварц-арсенопиритовые жилы и прожилковые зоны штокверкового типа пользуются наиболее широким распространением. Встречаются они как среди осадочных пород, так и в пластовых телах диоритовых порфиритов. Кварц-арсенопиритовые жилы имеют мощность 5—20 см и по простиранию прослеживаются на 50 м. Простирание жил близко к меридиональному (СЗ 35°—СВ 15°). Основную массу тел составляет белый или полупрозрачный кварц. Из рудных минералов наиболее развиты арсенопирит, в резко подчиненном количестве присутствуют касситерит, сфалерит, галенит, халькопирит, вольфрамит.

Содержание олова в жилах, по данным химического анализа, 0,16—0,18%, что составляет в среднем 0,03—0,06% на выемочную мощность 1 м. Только в одном случае, когда оруденение отмечается во вмещающих жилах диоритовых порфиритах, содержание олова на выемочную мощность достигает 0,58%. Кроме олова, в жилах этого типа постоянно присутствуют цинк (0,06—0,1%), свинец (0,006—0,03%), медь (0,03—0,1%), мышьяк (0,3—0,6%), ванадий и висмут (тысячные доли процента).

Для прожилков, образующих зоны штокверкового типа, характерны небольшие прожилки. По простиранию они прослеживаются на 3 м, при мощности от первых миллиметров до 2 см. Преобладающее простирание прожилков субмеридиональное (СЗ 345°—СВ 20°), реже северо-восточное (СВ 40—60°). Максимальное количество прожилков на 1 пог. м достигает 14 штук. При сплошном борозловом огробоивании прожилковых зон химические анализы показали содержание олова 0,01—0,06% и только в одной пробе 0,13%. Содержание меди, свинца и цинка также очень незначительное.

Таким образом, из данных химических анализов видно, что как отдельные кварц-арсенопиритовые жилы, так и прожилковые зоны штокверкового типа характеризуются убогим содержанием олова и других металлов и, таким образом, практического значения не имеют.

Прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к пластовому телу диоритовых порфиритов. Тело прослеживается в северо-восточном направлении на 500 м, при ширине выхода от первых десятков до 200 м. Порфириты осветлены вследствие интенсивно развитых процессов окварцевания, серицитизации и хлоритизации, секутся кварцевыми и кварц-лимонитовыми прожилками и содержат обильную вкрапленность сульфидов. Среди сульфид-

дов наибольшим развитием пользуется арсенопирит; пирит, халькопирит, пирротин, гагенит и сфалерит имеют резко подчиненное значение. При изучении аншлифов и протолочек установлены также касцитерит и станнин.

Содержание олова в бороздовых пробах колеблется от 0,02 до 0,37% на 1 *ног. м.* При пересчете на выемочную мощность 20 м содержание олова составляет 0,145%.

К востоку от этого тела диоритовых порфиритов спектрометрической съемкой был выявлен ореол рассеяния олова, приуроченный также к выходу платинового тела диоритовых порфиритов, что позволяет ожидать открытия новых аналогичных зон оруденения.

В целом, в свете имеющихся данных, прожилково-вкрапленный тип оруденения в диоритовых порфиритах безусловно заслуживает дальнейшей разведки.

Касцитерит, развитый на участке кл. Кукуша, типичен и для остальных ореолов рассеяния этого минерала на территории листа. Представлен касцитерит призматическими, тонкопризматическими и игольчатыми кристаллами, часто увенчанными острыми пирамидами. Окраска его неравномерная, пятнистая, цвет от соломенно-желтого до темно-бурого, преобладают буровато-коричневатые тона. Размер кристаллов колеблется от десятых долей миллиметра до 2—3 *мм.*

Спектральный анализ нескольких кристаллов касцитерита показал наличие в них таких элементов-примесей, как железо (1,0%), марганец (0,001—0,003%), титан (0,01—0,03%), ванадий (0,003—0,006%), вольфрам (0,01—0,03%), медь и никель (0,003%), следы мышьяка и цезия.

Кроме типичного касцитерита, только на участке Кукуша встречен бесцветный касцитерит, представленный тонкопризматическими и короткоостолбчатыми кристаллами с хорошо развитыми гранями пирамиды. Спектральный анализ бесцветного касцитерита показал, что он практически лишен каких-либо элементов-примесей.

Деревянистое олово было установлено только в шлихах. Зерна его имеют неправильную форму, некоторые из них обладают радиально-лучистым строением. Размер зерен от 0,1 до 1,0 *мм.*

Рудопроявления участка Кукуша относятся к малосульфидному типу сульфидно-касситеритовой формации. В пользу этого говорят следующие данные:

1. Парагенезис рудопроявлений олова с сульфидами свинца, цинка, меди и железа.

2. Присутствие олова в виде станнина и деревянистого олова.

3. Тонкопризматический и игольчатый габитус касцитерита и наличие в нем некоторых специфических элементов-примесей.

На водоразделе рр. Юге и Ботчи при геологической съемке в 1953 г. (Пагольский, Исачова, 1954) была зафиксирована зона сульфидно-турмалиновой минерализации. В 1955 г. здесь же были

обнаружены новые зоны турмалинизации (Прокурников, 1956). Водораздел сложен однородными алевролитами с редкими прослоями песчаников предположительно сеноманского возраста. Эти отложения прорваны несколькими дайками гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров, а в 2—3 км к северу — серией нижнепалеоеновых малых интрузий различного состава — от гранодиоритов до габбро-монцититов.

Все породы участка в той или иной степени испытали контактовый и гидротермальный метаморфизм. Алевролиты подверглись ороговкованию и биогитизации, иногда в них наблюдаются тонкие кварцевые, кварц-лимонитовые и кварц-хлоритовые прожилки, пиритизация. Спектральные анализы отдельных образцов этих пород показали содержание свинца и цинка до 1,0%, меди до 0,3%, олова до 0,01%. В интрузивных породах развиты хлоритизация и окварцевание. Но наибольшим развитием на участке пользуется турмалинизация.

Установлено три зоны турмалинизации: одна из них приурочена к дайке окварцованных и хлоритизированных гранодиорит-порфиров, другие две, расположенные в 500 и 1000 м к востоку от первой зоны, находятся в осадочной толще. Простирание зон СВ 305—320°, мощность 60—150 м. По простиранию зоны не прослежены.

Турмалинизация представлена тонкими сближенными прожилками, мелкой вкрапленностью и гнездами. Мощность турмалиновых прожилков 0,5—2,0 *см.*, количество их на 1 м колеблется от 3 до 10, между прожилками породы пронизана обильной вкрапленностью турмалина. На отдельных участках зон появляется значительное количество тонковкрапленных сульфидов, а в западной зоне наблюдаются два участка интенсивно лимонитизированных пород. Последние, видимо, связаны с прохладным здесь тектоническим нарушением (простирание нарушения СВ 80°).

По данным спектральных анализов, в турмалинизированных породах наблюдается повышенное содержание олова (0,006—0,1%), в лимонитизированных породах фиксируются медь, свинец, цинк (до 0,3—3,0%). При изучении протолочек и аншлифов, кроме касцитерита, обнаружены арсенопирит, халькопирит, пирит, редкие зерна сфалерита, шенгита, вольфрамита и висмутита.

Оловорудные проявления на водоразделе рр. Юге и Ботчи связаны с процессами турмалинизации и сульфидной минерализации. И хотя в изученной части зон олово установлено пока в количестве, редко превышающем 0,06%, общая обстановка благоприятна для обнаружения здесь промышленных концентраций его.

Признаки коренного рудопроявления олова в районе устья р. Джанса, по ее левому берегу, были обнаружены при контрольных маршрутах в 1955 г. (Пагольский, Сазонова, 1955). В устье р. Джанса развиты песчаные отложения сеноман-туронского возраста, прорванные серией даек диорит-порфиритов и небольшим штоком нижнепалеоеновых гранодиоритов. В песчаных отложе-

ниях наблюдается интенсивное окварцевание и турмалинизация, а в восточной части участка также и хлоритизация.

Окварцевание особенно проявлено в центральной части площади, где оно приурочено к разлому северо-восточного простирания. Песчаники вдоль разлома на протяжении не менее 2 км превращены в светлые кварцитовидные породы, которые повсеместно в большей или меньшей степени лимонитизированы.

Ширина полосы кварцитовидных пород достигает 500 м.

В северо-западной части поля развития кварцитов прослеживается зона турмалинизации мощностью до 30 м, представляющая мелкозернистыми кварц-турмалиновыми породами с отдельными гнездами выщелоченных сульфидов. Вторая зона интенсивной турмалинизации находится в 1,5 км к северо-западу, вблизи штокера гранодиоритов. На этом участке турмалин крупнокристаллический (до 1,5 см) и развивается в песчаниках в виде отдельных гнезд — скопленных в прожилках вместе с волянопрозрачным кварцем.

Шлиховое опробование ключей, дренирующих площадь развития гидротермально измененных пород, в устье р. Джауса дало отрицательные результаты: из 200 взятых шлихов касситерит обнаружен только в четырех, причем в единичных знаках. В ассоциации с касситеритом, также в единичных знаках, отмечаются шпидит и вольфрамит. В большом количестве присутствует лимонит.

Спектральным анализом трех десятков образцов гидротермально измененных и лимонитизированных пород обнаружено олово, свинец, вольфрам, медь и другие элементы. Однако содержание этих элементов в породах незначительно: олова, молибдена, серебра не более 0,006%, меди — 0,06%, свинца — 0,3%. Таким образом, на основании данных шлихового опробования и результатов спектрального анализа можно сделать вывод о том, что, несмотря на благоприятную геологическую обстановку, на этом участке возможны лишь незначительные концентрации полезных ископаемых.

При геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на различных участках были установлены проявления касситерита в аллювии рек. К ним прежде всего относятся ореолы рассеяния касситерита и галенита в истоках р. Джауса, ореолы рассеяния касситерита и шпидита в верховье р. Коппи и по ее левым притокам — Яко Восточная и Тигриная, по ключам Сектони и Кадану, по левобережью р. Дарты.

В истоках р. Джауса при геологической съемке в 1954 г. (Парольский, Сазонова, 1955) был установлен нечеткий ореол рассеяния касситерита с весовым содержанием его в отдельных шлихах. В 1955 г. поисковая партия под руководством В. Е. Проскураева произвела тщательное шлиховое опробование речного аллювия, в результате чего было подтверждено наличие на этом участке рудопроявлений олова (и свинца) и установлена связь

рудопоявлений с ореолом гидротермально измененных пород вблизи контактов с интрузивной лейкократовых гранитов.

В геологическом строении этой площади принимают участие андезитовые порфириты, дациты и их туфы самаргинской свиты. Эти образования прорваны верхнепалеогеновыми лейкократовыми и аллитовидными гранитами. Эффективно-проклатические образования самаргинской свиты на значительной площади испытывали в той или иной степени контактовый метаморфизм, а вблизи контакта с интрузивными превращены в плотные патнистые роговики с прожилками, выщелоченными хлоритом, турмалином, пиритом и редкими зернами граната. В приконтактовых частях малой интрузии аллитовидных гранитов обнаружены обширные развалы крупных глыб кварц-турмалиновых пород.

Наиболее высокое и выдержанное содержание касситерита в аллювии приурочено к выходу этой интрузии и гидротермально измененным породам, окружающим ее. Из 55 шлихов, взятых из аллювия ключа, размывающего эти образования, касситерит присутствует в 54. Содержание его в шлихах следующее: в 18 шлихах — единичные знаки, в 32 шлихах — редкие знаки и в 4 шлихах — от 1 до 5 г/м². Касситерит в шлихах представлен мелкозернистыми агрегатами, реже обломками длиннопризматических кристаллов. Размеры агрегатов 0,3—1,5 мм, отдельных зерен 0,1—0,9 мм. Цвет касситерита от светло-коричневого до бурого.

В 19 шлихах обнаружены единичные знаки минералов свинца — галенита, вольфенита и пироморфита. В ассоциации с этими минералами обычно находится базобисмутит. В отдельных шлихах встречаются единичные знаки шпидита, ортита, молибденита и вольфрамита. Из нерудных минералов широким распространением пользуются турмалин, корунд и кварц.

Устойчивое содержание мелкокристаллического касситерита в аллювии, ассоциация касситерита с турмалином и минералами свинца позволяют охарактеризовать этот участок с положительной стороны в смысле нахождения коренных рудопоявлений сульфидно-касситеритовой формации.

Рудопоявления олова в верховье р. Коппи и по р. Тигриная (редкие и единичные знаки касситерита в аллювии) впервые были установлены А. А. Головиной в 1952 г. В 1955 г. аллювий верховья р. Коппи и ее левых притоков рр. Яко Восточная и Тигриная был перешлихован (Парольский, Сазонова, 1955). Из 117 шлиховых проб, взятых в 1955 г. из аллювия этих рек, касситерит обнаружен в 99, из них в 51 пробе — в редких знаках и в 3 пробах — в весовом количестве. Максимальное и наиболее выдержанное содержание касситерита установлено по р. Тигриная, где во всех 22 пробах присутствует касситерит, в том числе в 17 шлихах — в редких знаках и в 3 шлихах — от 3 до 5 г/м².

По р. Яко Восточная из 38 шлихов касситерит обнаружен в 31 шлихе в редких и единичных знаках, по р. Коппи выше устья р. Яко Восточная из 37 шлихов касситерит присутствовал в еди-

ничных и редких знаках в 30 шлихах. Касситерит призматического габитуса, мелкокристаллический (размер обломков не превышает 0,3 мм), коричневого и темно-коричневого цветов.

В единичных знаках почти во всех шлихах присутствует шеелит, в трех шлихах — вольфрамит, в двух — деревянистое олово и золото. Кроме того, следует указать лимонит, базобисмутит, ортит, корунд, ильменит, роговую обманку, пироксен и гранат. В геологическом строении этого участка, занимающего площадь около 200 км², принимают участие алевролиты и конгломераты таргасинской свиты, в ядрах антиклинальных складок которых кое-где обнажаются флишевые образования валганжинского возраста.

В северной части участка сохранились небольшие покровы туфов дацитов самаргинской свиты. Все эти образования метаморфизованы в результате внедрения двух позднепалеогеновых интрузий биотитовых гранитов и биотит-роговообманковых гранодиоритов. Источник сноса касситерита не установлен.

По кл. Сектони, являющемуся небольшим правым притоком р. Аюя, А. П. Глушковым в 1949 г. было взято три шлиховых пробы, из которых в двух присутствовал касситерит. В 1955 г. был детально опробован аллювий этого ключа. Из взятых здесь 63 проб касситерит обнаружен в 47 (в 35 пробах — в единичных знаках и в 12 пробах — в редких знаках). Касситерит по внешнему облику сходен с касситеритом верховьев р. Коппи. В некоторых шлихах касситериту сопутствует шеелит. Кроме того, шлихи содержат в большом количестве лимонит, в меньшем — гранат, ильменит, эпидот, циркон и ряд других минералов.

Рулопровавление связано, видимо, с малой интрузией палеогеновых биотит-роговообманковых гранодиоритов, прорывающих в среднем течении ключа сланцевые отложения мелового возраста.

Проявления олова в верховьях р. Коппи и ее левых притоков и по кл. Сектони относятся к одной группе оловорудных проявлений, прослеживающихся далее на север — на территорию листа М—54—ХХV, и несомненно заслуживают дальнейшего тщательного изучения.

Ореол рассеяния касситерита по левобережью р. Дагды, на водоразде между рекой Юге и ключом Оуми, был установлен в 1953 г. (Пагольский, Исакова, 1954). Участок рулопровавления сложен окварцованными грубозернистыми песчаниками удоминской свиты, прорванными небольшим штوكом нижнепалеогеновых гранодиоритов. В аллювии двух небольших ключей, в верховьях которых расположена интрузия гранодиоритов, взято 23 шлиха. Касситерит присутствует в 13 шлихах (в единичных и редких знаках); в некоторых шлихах находится шеелит. Вместе с касситеритом встречаются также магнетит, ильменит, турмалин, циркон, рутил и другие минералы. Касситерит в шлихах мелкий (до 0,5 мм), пятнистой окраски от светло-бурого до темно-бурого цвета.

Ореол рассеяния касситерита и вольфрамита по левым притокам р. Джаяса, берущим начало с отрогов горы Курган, был установлен в 1954 г. при геологической съемке. Он приурочен к массиву верхнемеловых гранитов, которые в районе горы Курган прорваны нижнепалеогеновыми малыми интрузиями гранодиоритов и диоритов.

Вмещающими верхнемеловые граниты отложениями на участке являются окварцованные грубозернистые песчаники удоминской свиты. Верхнемеловые биотитовые граниты в результате внедрения нижнепалеогеновых малых интрузий на широкую площадь турмалинизированы и мусковитизированы.

По ключу, стекающему с южных отрогов горы Курган, из 25 шлихов касситерит в количестве единичных и редких знаков обнаружен в 22 шлихах.

В ассоциации с ним в 13 пробах присутствует шеелит и в 4 пробах — вольфрамит. В 16 шлихах из верховьев двух других ключей, берущих начало на горе Курган, также установлен касситерит (единичные знаки).

Шлихи этого ореола состоят в основном из граната (до 50%), магнетита, монацита, ильменита, в меньшем количестве присутствуют эпидот, лимонит, турмалин, циркон и другие минералы. Касситерит обычно представлен угловатыми обломками неправильной формы темно-бурого или светло-коричневого цвета. Геологическая обстановка, ассоциация касситерита с вольфрамитом говорит за высокотемпературный кварц-касситеритовый или грейзеновый тип рудопроявления. Присутствие в касситерите в качестве примеси до 0,03% ниобия также больше характерно для высокотемпературной рудоности.

Кроме описанных выше коренных рудопроявлений и ореолов рассеяния, при шлиховом опробовании современного аллювия единичные знаки касситерита были обнаружены:

- 1) По р. Первый Заур и ее правым притокам (в 60 шлихах).
- 2) По левому истоку р. Юге (в 15 шлихах).
- 3) По левому притоку р. Ботчи у восточной границы листа (в 10 шлихах).
- 4) В долине кл. Кадану (в пределах листа в 4 шлихах).
- 5) В истоках кл. Мои (в 4 шлихах).
- 6) В долине р. Ботчи (в 20 шлихах).
- 7) В среднем течении р. Джаяса (в 20 шлихах).
- 8) В долине р. Бо-Джаяса (в 19 шлихах).

При оценке этих рудопроявлений необходимо учитывать, что касситерит, встречающийся на всей территории листа, мелкокристаллический, при транспортировке водными потоками он легко истирается и плохо улавливается при шлиховом опробовании. Поэтому, несмотря на незначительное содержание его в шлихах, некоторые из перечисленных выше площадей, например в верховьях р. Юге и по правым притокам р. Первый Заур, также могут представлять определенный интерес для поисков олова.

Из числа полезных компонентов, встречаемых при шлиховом опробовании аллювия, наибольшим распространением пользуется вольфрам, представленный почти исключительно шеелитом. Шеелит встречается в аллювии почти всей гидроэсти района, но содержание его в шлихах, как правило, измеряется несколькими зернами. Так, например, при шлиховом опробовании в бассейне р. Джауса и верховьях р. Ботчи из взятых на этой площади 1620 шлихов шеелит присутствует в 600 (Пагольский, Сазонова, 1955). Но из этого числа только в 79 шлихах количество его зерен превышает единичные знаки.

Пространственно ореолы рассеяния шеелита связаны с контакто-метаморфизованными породами вблизи палеоценовых интрузий. Наибольшее количество его выявлено в бассейне р. Кукуша, в верховьях рек Джауса, Бо-Джауса и Коппи, в бассейне р. Ботчи, в верховье р. Юге, т. е. там же, где установлены и оловорудные проявления.

Спектральными анализами гидротермально измененных пород, за исключением редких случаев, вольфрам в породах не установлен. А в упомянутых редких случаях мы имеем дело, очевидно, с вольфрамитом (участок р. Кукуши и др.). Коренные источники шеелита не совсем ясны. По-видимому, он находится в мелкорассеянном состоянии в контакто-метаморфизованных породах, а также частично выносится из палеоценовых гранитоидов, в которых присутствует в виде акцессория. Несмотря на весьма широкое распространение шеелита в аллювии, промышленные россыпи его в пределах листа маловероятны.

Вольфрамит, в противоположность шеелиту, встречается очень редко. Коренные рудопроявления вольфрамита зафиксированы на участках оловорудных проявлений по левому притоку р. Кукуши и в верховьях р. Джауса. Как на одном, так и на другом участке вольфрамит встречается в виде мелких (до 1 см) сростков кристаллов, приуроченных к маломощным кварцевым прожилкам. Проявления настолько редки и малы по размерам, что могут представлять лишь минералогический интерес. Это подтверждается и данными шлихового опробования, при котором были зафиксированы только единичные знаки вольфрамита в отдельных шлихах.

В верховьях р. Коппи, по левому притоку р. Кукуши, в верховьях р. Джауса и в районе горы Курган вольфрамит встречается повсеместно с касцитеритом. Некоторый интерес может представлять район горы Курган, где имеются предпосылки для обнаружения высокотемпературных рудопроявлений касцитерита и вольфрамита. В целом же территория листа вряд ли является перспективной в отношении вольфрамоносности.

Помимо отмеченных незначительных рудопроявлений молибдена в аллювии истока р. Джауса, коренные рудопроявления этого полезного ископаемого известны в бассейне кл. Ольхового. Рудопроявления впервые установлены в 1952 г. А. А. Голдзеновой. В том же году на точках с обнаруженными обломками кварца с молибдением были проведены детальные поисковые работы (Плотников, 1953).

Оруденение приурочено к массиву порфировидных биотитовых гранитов верхнемелового возраста. Рудопроявления установлены на двух участках, приуроченных к эндоконтакту интрузии. Первый участок (№ 1) расположен в нижнем течении кл. Ольхового, в 4,5 км от его устья. Несмотря на значительный объем проведенных здесь горных работ, вскрыто всего 30 кварцевых прожилков, мощность которых не превышает 2 см. Только 10 из них несут следы оруденения в виде рассеянной вкрапленности молибдена. В единичных случаях в прожилках наблюдается арсенопирит, галенит, халькопирит, пирит.

Спектральные анализы задирковых проб показали присутствие молибдена, свинца, меди и олова в количествах, не превышающих 0,01%. Кроме кварцпрожилкового оруденения известно 5 минерализованных зон тектонических брекчий с мощностью 0,02—1,0 м. Спектральный анализ проб из этих зон также показал низкое содержание полезных компонентов.

На втором участке (№ 2), расположенном на восточном склоне высоты 1176,4 м в верховье кл. Ольхового, вскрыто три кварцевых прожилка мощностью 0,2, 1,0 и 12 см и зона пиритизации мощностью до 0,6 м. В кварцевых прожилках наблюдаются редкие розетки молибдена до 0,5 см в поперечнике. По кварцевым прожилкам и зонам пиритизации взято 29 задирковых и борозловых проб. Спектральные анализы показали убогое содержание в них молибдена и других металлов. Только в трех пробах содержание молибдена и свинца достигает 0,01—0,1%, в остальных же пробах оно составляет тысячные доли процента.

Незначительная мощность кварцевых прожилков и зон минерализации, бедное содержание в них полезных компонентов определяет оба участка как непромышленные.

Золото

Золото обнаружено в единичных знаках в шлихах. Единственный ореол рассеяния золота установлен в 1949 г. А. П. Глушковым по р. Второй Заур. Здесь из 10 взятых шлихов золота обнаружено в 7 в количестве 1—3 знаков. Встреченное здесь золото пластичное, слабо окатанное, размером до 1 мм. По данным А. П. Глушкова, содержание золота с глубиной увеличивается до 8 знаков и есть основания предполагать, что с глубиной содержание его в аллювии будет возрастать.

Источник золота в аллювии не установлен, но, вероятно всего, золотоносность связана с расположенным в верховье р. Второй Заур Сандинским массивом верхнемеловых гранитов. На остаточной площади листа золота по одному знаку в шликке встречено по рр. Дагды, Во-Джауса, ключам Оуми и Шумному. По рекам Санды, Ботчи и Юге по одному знаку золота обнаружено в 2—3 шликках.

Наиболее благоприятными площадями для поисков золота надо считать бассейны рек Второй Заур и Санды, в верховьях которых расположен Сандинский массив верхнемеловых гранитов.

Другие металлические ископаемые

В шлиховых пробах, помимо охарактеризованных полезных компонентов, встречены монацит, ортит и киноварь. Киноварь обнаружена в 4 шликках (единичные знаки) по одному из левых притоков р. Во-Джауса и, возможно, связана с проходившим здесь крупным разломом широтного простирания.

Ортит выносится из кислых эффузивов сенон-датского возраста и из интрузий палеоценовых гранитоидов, в которых он присутствует как акцессорий. Наиболее значительные концентрации ортита выявлены в аллювии верхнего течения р. Саня, которая на этом участке размыкает покров сенон-датских туфов кварцевых порфиров. Здесь он присутствует в 34 шликках, из них в 2 шликках — в весовом количестве (5—7 г/м³) и в 12 шликках — в редких знаках.

Монацит весьма широко распространен. Он локализуется исключительно около выходов интрузий верхнемеловых биотитовых гранитов, в которых присутствует в виде акцессория. В шлиховых пробах он встречается по всем рекам и ключам, размывающим граниты этого возраста, но количество его в пробах не превышает редких знаков.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Из нерудных полезных ископаемых на территории листа известны только строительные материалы, которые представлены галечниками, гравием и строительным камнем.

Галечники и гравий террасовых и пойменных отложений, широко развитые по долинам наиболее крупных рек, могут быть использованы как балласт при дорожном строительстве.

Практически неограниченны запасы гранитоидов и базальтов, которые могут использоваться в качестве строительного и облицовочного материала.

На основании имеющихся данных можно сделать следующие выводы:

1. Район несомненно является перспективным с точки зрения нахождения месторождений олова.

2. Оловорудные проявления пространственно связаны с интрузиями палеоценового возраста, в то время как молибден и золото — элементы, характерные для высокотемпературных проявлений, приурочены к выходам интрузий верхнемеловых гранитов.

3. Для поисков олова наиболее перспективны две площади. Одна из них располагается в верховьях рр. Юге и Джауса и по левому притоку р. Кулши, вторая охватывает верховья р. Коппи и ключ Сектони с правыми притоками р. Первый Заур.

4. При оценке ореолов рассеяния олова надо учитывать, что каскадерит мелкокристаллический и плохо улавливается при шлиховом опробовании. Поэтому, наряду с шлиховым опробованием, необходимо проводить в широких масштабах металлометрическую съемку.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа гидрогеологические наблюдения проводились попутно с геологической съемкой масштаба 1:200 000 и не носили характера специальных исследований. Опыточные сведения, которые были при этом получены, позволяют дать только самую схематическую характеристику гидрогеологии района.

Среди подземных вод района можно выделить следующие типы:

1. Пластовые воды аллювиальных отложений.
2. Пластовые воды элювиально-делювиальных образований.
3. Трещинные воды скальных пород.

Пластовые воды аллювиальных отложений. Благоприятная механическому составу и положению в наиболее пониженных участках рельефа аллювиальные отложения наиболее водоносны. Описываемые воды более развиты в аллювиальных отложениях долин крупных рек Дагды, Коппи, Джауса.

Глубина залегания уровня грунтовых вод от поверхности земли, установленная при прохождении шурфов, равна 0,4—1,0 м на пойме и 1—2 м на II надпойменной террасе.

В обрывах эрозионно-аккумулятивных террас по рр. Дагды, Джауса и Во-Джауса наблюдается ряд источников, приуроченных обычно к подошвам аллювиальных отложений. Дебиты этих источников непостоянны и зависят от количества выпавших осадков: в бездождевые периоды 0,01—0,1 л/сек, после дождей несколько увеличиваются, но не превышают 0,3—0,5 л/сек.

Пластовые воды элювиально-делювиальных образований. Водоносность элювиально-делювиальных образований по сравнению с аллювиальными незначительна. Следствие чрезвычайно невыдержанного состава этих образований грунтовые воды в них залегают линзами, поэтому практическое значение их невелико.

Трещинные воды скальных пород. В комплексе скальных пород района входят интрузивные породы гранитоидного состава, вулканические образования кислого и среднего ряда и песчано-сланцевые отложения мезозойского возраста. Водоносность их носит трещинный характер, и водообильность зависит главным образом от интенсивности трещиноватости и наличия зон разломов.

По данным буровых работ 4-го геологического управления, трещиноватость в скальных породах, смежных районов прослеживается до глубины 40—60 м, а ниже она резко затухает, и породы становятся практически безводными.

Наименее обводнены вулканические образования мезо-кайнозойского возраста. Несмотря на то что эти породы близ поверхности обладают сильной трещиноватостью, они не являются, по-видимому, значительными коллекторами воды. Последнее может быть связано с тем, что трещиноватость этих пород резко уменьшается с глубиной. Большую часть лета распадки, расположенные среди возвышенностей, сложенных эффузивами, остаются совершенно сухими.

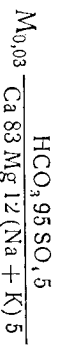
Сравнительно постоянным дебитом обладают источники, вытекающие из песчано-сланцевых отложений мелового возраста. Интенсивная кливжированность этих пород создает благоприятные условия для накопления в них значительных запасов воды, которая, просачиваясь вниз, выходит на поверхность в виде малодолебитных источников. Такого рода источники наблюдаются в долинах рр. Кукуша, Уйна, Юге и в других местах. Дебит этих источников достигает 0,5—1,0 л/сек.

Значительной водообильностью отличаются гранитоиды. Водообильность их связана с интенсивной трещиноватостью и наличием на интрузивных массивах плоских водосборных поверхностей.

Полевые наблюдения показывают, что на водораздельных участках, сложенных гранитоидами, можно почти всегда найти небольшой источник или озеро нормального пресной воды хорошего качества без следов затхлости. Мелкие ключи, дренажные транзитонды, часто берут начало под самыми вершинами сопек и не пересыхают даже в очень засушливое время. Это говорит о более или менее постоянном режиме трещинных вод этих пород.

Одни из источников, связанных с этими породами, был зафиксирован в долине ключа Солонды, выходящего левым притоком р. Юге. Дебит источника невелик и не превышает 0,05 л/сек.

Состав воды из него характеризуется следующей формулой Курлова:



Вода из этого источника пресная, гидрокарбонатно-кальциевого состава, мягкая, без следов органического загрязнения.

Все типы подземных вод района слабо минерализованы, прозрачны и вполне пригодны для питья и технических целей. Заканчивая краткий обзор подземных вод района, можно сделать следующие выводы:

1. Район обеспечен водой, пригодной для питья и технических целей даже в наиболее засушливые годы.
2. Эксплуатация подземных вод в долинах крупных рек Дагды, Копти, Джаруса возможна путем заложения неглубоких колодцев (от 2 до 5 м), а на остальной площади района — путем заложения, преимущественно в пониженных участках рельефа, буровых скважин глубиной до нескольких десятков метров с использованием вод верхней трещиноватой зоны коренных пород. Возможен также каптаж источников.

ЛИТЕРАТУРА

Общеликованная

Бельгенов Е. В., Исакова А. И., Савченко А. И., Шалимов А. И. Новые данные по стратиграфии центральной части Северного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 110, № 5, 1956.

Бельгенов Е. В., Исакова А. И., Шалимов А. И. Объяснительная записка к геологической карте и карте полезных ископаемых листа М—54—VIII. Госгеолтехиздат, 1956.

Беллевский Н. А., Ицксон М. И., Красный Л. И., Музатов С. А. Геологическое строение южной части Дальнего Востока как основа его металлогенического районирования. Тр. ВСЕГЕИ, 1953.

Быковская Е. В., Подгорная Н. С. Стратиграфия кайнозойских вулканических образований Ойга-Тетюхинского района. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Тезисы докладов. Хабаровск, 1956.

Верещагин В. Н. Схема стратиграфии мела Дальнего Востока. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Тезисы докладов. Хабаровск, 1956.

Власов Г. М. Схема стратиграфии трещинных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Тезисы докладов. Хабаровск, 1956.

Иванов Д. В. Основные черты ортогеологического строения хребта Сихотэ-Алинь. Зап. Приамурского отд. ИРГО, т. 1, вып. III, 1897.

Пилиев В. Н. Объяснительная записка к геологической карте и карте полезных ископаемых листа М—54—XIII. Госгеолтехиздат, 1956.

Фрейдин А. И., Дивизиц Ю. Я. Объяснительная записка к геологической карте и карте полезных ископаемых листа М—54—VII. Госгеолтехиздат, 1956.

Шипулин Ф. К. О малых интрузивах Юго-Восточного Приморья. Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья. Изд. АН СССР, вып. 3, 1956.

Эдельштейн Я. С. О геологическом строении и орографии Сихотэ-Алиня. Зап. мин. общ., т. 1, сер. II, 1903.

Абрамсон Б. Я., Богуславский И. С. Геологическое строение и полезные ископаемые Озерного района Нижнего Приамурья. Фонды ВСЕГЕИ, 1936.

Будлатов В. А. Геологические исследования в бассейне р. Колпи. Предварительный отчет. Фонды ДВГТУ, 1931.

Глушков А. П., Шербаков Н. К. Геологическое строение и рудоносность бассейна верхнего течения р. Анхой. Фонды ДВГТУ, 1949.

Глушков А. П. Геологическое строение бассейнов рек Уджаки, Дам-ни и Гобилиги. Фонды ДВГТУ, 1950.

Головнева А. А. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Колпи. Фонды ДВГТУ, 1952.

Головнева А. А., Кузнецов Д. К. Геологическое строение Буталинского межуречья. Фонды ДВГТУ, 1953.

Забокрицкий Т. О., Зытнер И. Я. и др. Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000, проведенных Верхнебихинской группой ДВЭ № 1 за 1952 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1953.

Иванов Ю. А., Плахотник В. Г. Отчет о работах партии 291, 292 4-го геологического управления в 1950—1951 гг. Фонды 4-го ГУ, 1952.

Кривичкий Л. В., Давко Е. К. Геологическое строение бассейна рек Ботчи и Нельмы. Фонды ДВГТУ, 1948.

Крутов Н. К. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейне р. Колпи за 1953—1955 гг. Фонды ДВГТУ, 1956.

Мешеряков С. С., Проскурников В. Е. Рудопроявления олова в верховьях рек Джаяса, Бо-Джаяса и Кушша. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Парольский Н. Н., Исакова А. И. Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000 в бассейне р. Дагды за 1953 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1954.

Парольский Н. Н., Сазонова М. Д. Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000 в бассейне р. Джаясы и верховьях р. Ботчи за 1954 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1955.

Плахотник В. Г. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые рек Нахтага, Едника, нижнего течения Самарги и Нельмы. Фонды 4-го ГУ, 1954.

Плотников И. А. Отчет о результатах геологопоисковых работ на полиметаллы в бассейне р. Колпи в 1952 г. Фонды ДВГТУ, 1953.

Позняков Н. И., Финшин В. К. Рудопроявления Могаусского рудного узла. Отчет о работах партии № 13 за 1954—1955 гг. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Разживин А. В., Михалгина Е. Г. и др. Геология, гидрогеология, полезные ископаемые бассейнов среднего и нижнего течения рек Колпи и Ботчи. Фонды 4-го ГУ, 1954.

Чемков Ю. Ф. Отчет о геолого-поисковых работах масштаба 1:1000 000 в бассейне р. Колпи (Хабаровский край). Фонды ВСЕГЕИ, 1950.

Ярмолюк В. А., Усенко С. Ф. Геологическое строение бассейнов рек Самарга и Елинка. Фонды ДВГТУ, 1948.

Ярмолюк В. А. Геологическое строение верхнего течения рек Самарга, Лева Чун и Кабули. Фонды ДВГТУ, 1949.

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
1	Глушков А. П.	Геологическое строение и рудоносность бассейна верхнего течения р. Анхой	1950	Фонды ДВГТУ № 1601
2	Головнева А. А.	Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Колпи	1953	Фонды ДВГТУ № 3213
3	Крутов Н. К.	Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейне р. Колпи за 1953—1955 гг.	1956	Фонды ДВГТУ № 4406
4	Мешеряков С. С., Проскурников В. Е.	Рудопроявления олова в верховьях рр. Джаяса, Бо-Джаяса и Кушша	1956	Фонды ВСЕГЕИ
5	Парольский Н. Н., Исакова А. И.	Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000 в бассейне р. Дагды за 1953 г.	1954	Фонды ВСЕГЕИ
6	Парольский Н. Н., Сазонова М. Д.	Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000 в бассейне р. Джаясы и верховьях р. Ботчи за 1954 г.	1955	Фонды ВСЕГЕИ
7	Парольский Н. Н., Сазонова М. Д.	Предварительные результаты работ по подготовке к изданию листа М—54—ХХХI	1956	Фонды ВСЕГЕИ
8	Плотников И. А.	Отчет о результатах геолого-поисковых работ на полиметаллы в бассейне р. Колпи в 1952 г.	1953	Фонды ДВГТУ

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-54-XXXI карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс по карте	Название (местонахождение) проявления	Характеристика проявления	№ ис-пользованного материала	Примечание
1,2	1-4	кв. Ольховый Молбоден	Коренное рудопроявление. Малоомощные кварцевые прожилки с рассеянной вкрапленностью молбоденита. Содержание молбодена не превышает 0,01%	3,8	Оруденение приурочено к энтоконтакту интрузии порфириовидных биотитовых гранитов верхнего мела
4	11-4	Левый приток р. Кукуши Олово	Коренное рудопроявление. Рудопроявление принадлежит к малосульфидному типу сульфидно-касситеритовой формации. Максимальное содержание олова приурочено к пластовому телу диоритовых порфиров и равно 0,37%. Среднее содержание на выемочную мощность 20 м равно 0,15%	4,6	Участок сложен валанджинскими отложениями, которые собраны в антиклинальную складку, нарушенную сбросами и прованную малыми телами гранит-порфиров и диоритов. Широко развиты имеют лавстывые тела диоритовых порфиров
5	IV-3	Северная часть водораздела рек Юге и Ботчи Олово	Коренное рудопроявление. Сульфидно-турмалиновые зоны мощностью до 150 м с содержанием олова, по данным спектрального анализа, до 0,01-0,1%	4,5	Диевролиты даргасинской свиты прованы на участке дайками градинокорит-порфиров и диоритовых порфиров, которые также гидро-термально изменены
3	1-4	Устье р. Джаусы Олово	Коренное рудопроявление. Сульфидно-турмалиновые зоны и зоны брекчированных кварцитов с содержанием олова, по данным спектрального анализа, до 0,01%	4,7	Участок сложен отложениями удоминской свиты, нарушенными сбросом северо-восточного простирания и прованными сериями диорит-порфиров

№ по карте	Индекс по карте	Название (местонахождение) проявления	Характеристика проявления	№ ис-пользованного материала	Примечание
	1-1	Ореол расседания касситерита по кв. Сектани (бассейн р. Анхой)	Из 63 шлихов касситерит присутствует в 12 редких знаках и в 35 — в единичных	1,7	Участок сложен валанджинскими отложениями, прованными мелкими штоками гранодиоритов палеоценового возраста
	1-12	Ореол расседания касситерита в верховье р. Коппи и по ее левым притокам рр. Яко Восточная и Тиринная	Из 117 проб, отобранных в пределах ореола, касситерит содержится в 99. Из них в 3 — в весовом количестве, в 51 — в редких знаках, в 45 — в единичных знаках	2,7	В строении участка принимают участие песчаносланцевые отложения и конгломераты мела, прованные интрузиями палеоценовых гранитов
	III-3	Ореол расседания касситерита в верховье р. Джаусы — (Участок Великан)	Из 55 проб касситерит содержится в 4 в весовом количестве, в 32 — в редких знаках и в 18 в единичных знаках. В 19 шлихах присутствуют единичные зерна галенита, вольфрамита и пироморфита	4,6	Участок сложен туфоэффузивными образованиями самаргинской свиты, прованными лейкократовыми гранитами палеоцена. В приконтактовых частях гранитов и вмещающих их оглеженных широко развиты турмалиновые породы
	III-4	Ореол расседания касситерита по левому притоку р. Кукуши	При проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 на этом участке было взято 49 шлиховых проб, из них в 10 пробках касситерит содержится в весовом количестве, в 16 — в редких знаках и в 9 — в единичных знаках	4,6	Ореол расседания связан с коренным рудопроявлением олова в истоках ключа, описанным под номером 4

№ по карте	Индекс по клетке на карте	Название (местонахождение) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ ис-пользованного материала	Примечание
IV—1,2		Ореол рас-сеяния кас-ситерита на водоразделе рек Юге и Оуми	Из аглювия двух неболь-ших ключей взято 23 пробы, из них кассите-рит в количестве редких и единичных знаков присутствует в 13 ши-хах	5	Участок сложен песчаниками верх-него мела, про-ванными в истоках этих ключей не-большой интрузией палеоценовых диоритов
II—3		Ореол рас-сеяния кас-ситерита по левому при-току р. Джэусы, берущему начало с отрогов горы Курган	Из 25 проб, взятых по ключу, касситерит в ред-ких и единичных знаках содержится в 22 пробах. В 4 пробах присутству-ют единичные зерна вольфрамита	6	Участок сложен отложениями удо-минской свиты, прованными тур-малинизированны-ми гранитами верхнего мела
II—1		Ореол рас-сеяния золо-та по р. Второй Заур	Из 10 проб золотого при-сутствует в 7 пробах в количестве 1—3 знаков	1	На этом участке широко развиты алавролиты мел-ового возраста. В истоках реки Вто-рой Заур эти от-ложения прованы Сандлинской интрузией Гранитов верхнего мела

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
10	23 снизу	частичного	частого
18	23 снизу	мелкозернистых глинистых песчаников	мелкозернистых глинистых, глинистых сланцев
18	18 снизу	лиго-кристаллическая р. Кузнецова	лиго-кристаллокристаллическая р. Кузнецова
19	8 снизу	геологических условий,	геологических условий
21	11 сверху	(γ^0 — ν Pg)	(γ^0 — ν Pg)
23	15 снизу	прожилки	размеры
47	21 снизу	Пилнев В. Н.	Пилнев В. Н.
59	10 снизу	1956.	1958.
59	6 снизу		

Экз. 03214/03521