

Министерство природных ресурсов Российской Федерации  
Департамент природных ресурсов по Дальневосточному региону  
Федеральное государственное унитарное горно-геологическое предприятие  
"Хабаровскгеология"

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ МАСШТАБА 1 : 200 000

Издание второе  
Серия Николаевская  
Лист М-53-XXXVI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: В.А.Дымович  
              Е.С.Опалихина  
Редактор В.Ю.Забродин  
Эксперты НРС: В.И.Сухов  
                  В.П.Цветков

Санкт-Петербург

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В.А.Дымович).....	3
1. Геологическая изученность (В.А.Дымович).....	5
2. Стратиграфия.....	8
Пермская система (В.А.Дымович).....	8
Нижний-верхний отделы.....	8
Верхнийотдел.....	11
Триасовая система (В.А.Дымович).....	12
Средний-верхний отделы.....	12
Верхний отдел.....	14
Юрская система (В.А.Дымович).....	16
Нижний-верхний отделы.....	16
Юрская система, верхний отдел - меловая система, нижний отдел (В.А.Дымович).....	19
Меловая система (В.А.Дымович).....	22
Нижний отдел.....	22
Верхний отдел.....	29
Палеогеновая система (В.А.Дымович).....	33
Палеоцен.....	33
Палеоцен-эоцен.....	34
Неогеновая система (В.А.Дымович).....	35
Миоцен.....	35
Четвертичная система (Е.С.Опалихина).....	36
3. Интрузивный магматизм (В.А.Дымович).....	41
Позднеюрские-раннемеловые интрузии.....	41
Раннемеловые интрузии.....	44
Ранне-позднемеловые интрузии.....	45
Позднемеловые интрузии.....	47
Палеоценовые интрузии.....	51
Эоценовые интрузии.....	57
Миоценовые интрузии.....	58
4. Тектоника (В.А.Дымович).....	59
5. История геологического развития (В.А.Дымович).....	67
6. Геоморфология (Е.С.Опалихина).....	71
7. Полезные ископаемые (В.А.Дымович, Е.С.Опалихина).....	75
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района (Е.С.Опалихина).....	83
9. Гидрогеология (Е.С.Опалихина).....	87
10. Эколого-геологическая обстановка (Е.С.Опалихина).....	89
Заключение (В.А.Дымович).....	90
Литература.....	92
Приложения.....	96

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-53-XXXVI охватывает Центрально-Сихотэ-Алиньскую и Восточно-Сихотэ-Алиньскую структурно-формационные зоны (СФЗ) Сихотэ-Алиньской складчатой системы, на которую наложены структуры одноименной вулcano-плутонической системы и Восточно-Азиатского рифтового пояса. По административному делению она относится к Нанайскому, имени Лазо районам Хабаровского края и к Тернейскому району Приморского края. Основной орографической единицей является хребет Сихотэ-Алинь. Абсолютные отметки хребта и его приосевых отрогов составляют 1100-1400 м; отдельные вершины достигают 1700 и более метров (г. Кяма - 1792 м). С удалением от осевой части хребта абсолютные отметки водоразделов уменьшаются до 700-800 м. Речная сеть представлена системой верхнего течения р. Хор с притоками Чуи и Кабули, а также верховьями рек Анюй и Самарга. Река Хор имеет ширину 30-65 м, глубину 0,6-1,8 м, скорость течения 1,5-2 м/с. Долина ее шириной 1-2 км местами заболочена. Реки Чуи, Кабули, Анюй, Самарга - типичные горные со скоростью течения 1,4-2,4 м/с (до 5 м/с на перекатах). Долины их извилистые, шириной от 0,2 до 1,5 км. Вскрываются реки в начале апреля. Во время затяжных дождей они быстро выходят из берегов. В конце сентября - начале октября наступает период межени, некоторые ручьи пересыхают. С конца октября до середины декабря происходит замерзание рек.

Климат района муссонный. Зима морозная с ясной погодой, температурой от - 12°C днем до -30°C (иногда до -47°C) ночью. Устойчивый снежный покров образуется с начала ноября. Снег в долинах начинает стаивать в апреле, но в горах сохраняется до начала июня. Лето жаркое, дождливое; преобладающая температура днем 20-24°C (до 39°C), ночью 13-17°C. Среднегодовая температура отрицательная. Летом выпадает около 70% годового количества осадков, преимущественно в виде затяжных дождей; большая их часть (160-300 мм) приходится на июль - август.

Территория покрыта густой таежной растительностью, сочетающей черты маньчжурской, охотской и сибирской флористических провинций. Преобладают ель, пихта, береза, лиственница; им подчинены тополь, ильм, осина, клен, ясень, амурский бархат, дуб. На хорошо прогреваемых склонах долины р. Хор произрастает корейский кедр. Подлесок обычно состоит из молодой поросли перечисленных деревьев, а в долинах водотоков - также из черемухи, бузины, ивы, иногда аралии, перевитых лианами актинидии, лимонника, винограда. Горы выше отметок 1200-1400 м покрыты кедровым стлаником с карликовой березой.

Животный мир района разнообразен. Хищные представлены бурым и гималайским медведем, росомехой, редко рысью и уссурийским тигром. Из копытных обитают лось, изюбр, кабарга, дикий кабан, из пушных - соболь, норка, белка. Многочисленны грызуны. Пресмыкающиеся представлены ядовитыми и неядовитыми змеями. В реках водятся хариус, ленок. В р. Самарга на нерест заходят горбуша, голец, кета. Район изобилует различными видами кровососущих насекомых, в том числе клещами - переносчиками энцефалита.

Экономически район практически не освоен. Постоянные населенные пункты и пути сообщения в его пределах отсутствуют. В настоящее время ООО "Рос-ДВ" ведет лесоразработки в бассейне р. Лев. Чуи, куда от пос. Сукпай, расположенного в устье одноименной реки (15 км юго-западнее границ территории), через бассейн р. Кабули проложена грунтовая дорога. Имеются также временные дороги в междуречье Хор - Дакпа, в 1987-95 гг. использовавшиеся для вывоза леса в пос. Мухен. Эколого-геологическая обстановка района в основном благоприятная; в долинах крупных рек, на участках лесоразработок и свежих горельников - удовлетворительная, а в гольцовых частях крутосклонового рельефа - напряженная.

Геологическое строение большей части территории сложное, что обусловлено большим разнообразием разновозрастных геологических элементов, принадлежащих разным тектоническим сооружениям, а также развитием олистостромовых образований. Обнаженность района плохая. Разрозненные выходы коренных пород приурочены к крутым бортам долин водотоков, изредка к водоразделам. В приосевой части хребта Сихотэ-Алинь наблюдаются осыпи и курумники. Проходимость практически на всей площади очень плохая. Качество имеющихся космо- и аэрофотоснимков хорошее, дешифрируемость - плохая.

При составлении комплекта карт и объяснительной записки, издающихся впервые, использованы материалы ГДП-200 [25], проведенного в 1981-85 гг. с учетом всех предшествующих исследований, в том числе ГС-50 [16, 29] и аэрогеофизических съемок [21, 31, 37, 41]. В результате ГДП-200 получен большой новый фактический материал, позволивший существенно уточнить геологическое строение и перспективы рудоносности района. По данным АГСМ-съемки масштаба 1:50 000, проведенной после ГДП на востоке территории [19], несколько уточнено геологическое строение междуречья Анюй - Самарга. В то же время, остались проблемы, не получившие однозначного решения. В частности, дискуссионным является возраст олистостромовых образований; из-за близкой литологии недостаточно уверенно расчленены кремнистые и алевролитовые толщи. Со смежными листами Госгеолкарты-200 первого издания полной увязки не достигнуто. Расхождения касаются, главным образом, возраста домеловых стратиграфических подразделений, а с сопредельным с востока листом - также контуров геологических тел.

В проведении ГДП-200 и обработке полевых материалов участвовали сотрудники Геологосъемочной экспедиции ПГО "Дальгеология" (с 1999 г. ФГУ ГПП "Хабаровскгеология") В.А.Дымович, А.В.Матвеев, В.Ф.Погадаев, А.П.Захаров, В.И.Еноктаев, Е.Д.Соколов, О.Р.Мельник, Л.И.Мельник, Н.И.Кожан. Коллекции органических остатков определялись Т.В.Романчук, Е.П.Брудницкой, Е.А.Калининым, Т.В.Клец, Л.Б.Тихомировой, Л.Д.Третьяковой, В.П.Коноваловым. Палинологические исследования выполнены Л.Л.Казачихиной, З.М.Сырковой, Е.А.Назаренко. Лабораторно - аналитические работы проводились в Центральной лаборатории ПГО "Дальгеология" (с 1999 г. ЦЛ ФГУ ГПП "Хабаровскгеология"), а для большей части бассейна р. Самарга - в Центральной лаборатории ПГО "Приморгеология" (с 1999 г. ЦЛ ФГУ ГПП "Приморская поисково-съемочная экспедиция").

Комплект основных карт и текст объяснительной записки составлены В.А.Дымовичем и Е.С.Опалихиной. По геодинамической характеристике района получены консультации от д. г.-м.н. Г.Л.Кирилловой (ИТиГ ДВ РАН). Цифровые массивы карты аномального магнитного поля и схемы гравитационных аномалий сформированы в ФГУ ГПП "Дальгеофизика". Цифровое моделирование всего комплекта графики проведено в ИВЦ ФГУ ГПП "Хабаровскгеология" Т.А.Коваленко, частично И.И.Титаренко, Н.М.Погореловой, Л.С.Сафоновой под редакцией Н.М.Камаева и Г.В.Лазаревой, формирование и печать выходных карт - Г.В.Лазаревой и Т.А.Коваленко. Компьютерный набор текста выполнен Е.С.Опалихиной и В.А.Дымовичем.

## 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологическом строении территории были получены при проведении геологических маршрутов по рекам Самарга, Чуи, Хор Д.В.Ивановым в 1895 г., Я.С.Эдельштейном в 1899 г. и И.Г.Козловым в 1935 г.

Эти исследования представляют лишь исторический интерес.

В 1940 г. в бассейне р. Кабули проводил геологическую съемку в масштабе 1:1 000 000 С.Ф.Допиро [22]. Им же в 1941 г. [23] осуществлено геологическое картирование в масштабе 1:500 000 бассейнов рек Хор и Чуи и впервые указано на оловоносность аллювия р. Чуи. В 1944 г. А.Ф.Баранов [15] провел повторное, более детальное, шлиховое опробование аллювия левых притоков р. Прав. Чуи и подтвердил данные С.Ф.Допиро о наличии касситерита в аллювиальных отложениях.

В 1948-53 гг. В.К.Елисейевой [27], В.А.Ярмолюком [49], А.П.Глушковым [20] и А.И.Поповым [40] на большей части территории (кроме бассейнов рек Прав. Чуи и Лев. Чуи) проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 со шлиховым опробованием аллювия гидросети. В результате этих работ были определены основные черты геологического строения района и дана оценка территории в отношении перспектив выявления полезных ископаемых. В известняках бассейна р. Кабули были обнаружены позднепермские фораминиферы [27], в кремнистых породах в истоках р. Дакпа - радиолярии [40], позволившие датировать вмещающие отложения в пределах позднего триаса - ранней юры, а в алевролитах бассейна р. Самарга [49] - бухии юрско - раннемелового и валанжинского возраста. Шлиховым опробованием выявлено несколько ореолов рассеяния касситерита и шеелита, установлено наличие в аллювии вольфрамита. При проведении в пределах этих ореолов поисковых работ были локализованы участки, рекомендованные для дальнейшего изучения.

Одновременно со среднемасштабным геологическим картированием проводились поисковые работы, близкие к масштабу 1:50 000, в бассейнах верхних течений рек Чуи и Самарга под руководством А.В.Кочубея [33], в долине р. Сагды-Джагдасу - отрядом А.И.Кончаковой [44], а затем Е.Б.Бельтенёвым [18]. Опоискованным площадям была дана отрицательная оценка, однако, не исключалось выявление молибденовородных тел и оловоносных россыпей.

В 1961 г. при составлении геологической карты масштаба 1:500 000 листа М-53-Г Г.И.Харитонычевым [45] был пройден геологический маршрут в бассейне р. Чуи, где геологическая съемка масштаба 1:200 000 не проводилась.

В 1967-69 гг. в бассейнах рек Анюй и Самарга под руководством В.А.Исполинова [29] и Ю.В.Барвинка [16] проведены ГС-50, в процессе которых получены новые данные по стратиграфии и магматизму района, практически полностью отличающиеся от схем предыдущих исследователей и не утратившие значения до настоящего времени.

В 1969 г. в бассейне р. Самарга В.А.Судаковым [42] проведены поисковые работы (шлиховое и донное опробование) масштаба 1:50 000, а также детальные поиски на участках, в результате получивших отрицательную оценку.

В 1981-85 гг. под руководством В.А.Дымовича [25] с целью подготовки листов М-53-XXXVI и L-53-VI к изданию были проведены ГДП-200 и ГС-200 (бассейны рек Прав. Чуи и Лев. Чуи) с общими поисками, радиометрическими наблюдениями и поисковыми работами на участках, в результате которых существенно уточнены геологическое строение и перспективы рудоносности района. В частности, выявлены раннепермские и рэтские конодонты, что позволило обосновать возраст вмещающих образований; многочисленными находками бухий и аммонитов подтвержден возраст валанжинских отложений, доказано их несогласное залегание на различных образованиях; впервые установлены субвулканические интрузии ультраосновных фойдитов позднеюрского-раннемелового возраста; в результате детального изучения плутонических образований, их взаимоотношений, петро- и геохимических особенностей выделены три интрузивных комплекса, установлена связь перспективных шеелитовых проявлений с позднемеловыми, а оловянных - с палеогеновыми интрузиями; поисковыми работами выявлены шлиховые ореолы рассеяния шеелита, вольфрамита и геохимические аномалии олова, вольфрама и других металлов, перспективные на обнаружение промышленных проявлений. В связи с изменившейся концепцией, подготовка к изданию Госгеолкарты-200 первого поколения не состоялась.

Одновременно с ГДП-200 Е.К.Шевелевым [46], проводившим биостратиграфическое изучение верхнепалеозойских отложений, был изучен геологический разрез в долине р. Хор, где обнаружены раннепермские конодонты и установлено широкое распространение олистостромовых образований.

В 1992 г. В.А.Кондратьева и М.В.Мартынюк [30] составили минерагеническую карту масштаба 1:500 000 листа М-53-Г, послужившую основой для минерагенического районирования территории. Работы по созданию минерагенической карты Хабаровского края в целом завершились в 2000 г. выходом общей Объяснительной записки [36].

В период с 1993 г. по 1998 г. под руководством Л.А.Шарова [47, 48] составлены Ландшафтно-индикационная и Геоэкологическая карты Хабаровского края в масштабе 1:1 000 000. Проведенные исследования использованы при эколого-геологической характеристике территории.

В разные годы изданы листы Госгеолкарты-200 первого поколения сопредельных территорий. Наиболее ценная информация для расшифровки

геологического строения района получена на территории листов М-53-XXX [6], М-54-XXXI [10], L-53-V [1].

С использованием результатов ГДП-200, проведенного на территории листа М-53-XXXVI, составлены Геологические карты Хабаровского края и Амурской области масштабов 1:500 000 [1983 г.] и 1:2 500 000 [1986 г.], в 1990 г. М.В.Мартынюком [35] разработана схема расчленения и корреляции магматических комплексов, в 1990-1994 гг. В.И.Суховым [43] проведены тематические исследования по проблемам магматической геологии Северного Сихотэ-Алиня, а также составлена Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1:2 500 000 [5]. Кроме этих обобщающих работ, следует отметить исследования Э.П.Изоха [8], посвященные изучению интрузивных комплексов Сихотэ-Алиня, которые не утратили своего значения до настоящего времени.

В 1957 г. Л.И.Ривош [41] провел аэромагнитную съемку масштаба 1:200 000, а Б.А.Головко [21] в 1961 г. в северной части территории - такую же съемку масштаба 1:50 000, по материалам которых выделяются зоны наиболее крупных дизъюнктивов и тела ультраосновных фойдитов. В 1963 г. работы завершились изданием Карты аномального магнитного поля СССР листа М-53-XXXVI в масштабе 1:200 000 [11].

В 1964 г. В.Н.Белогубом [17] район был охвачен гравиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000. Установлено, что территория листа находится в пределах региональной отрицательной аномалии поля силы тяжести, которая фиксирует блок земной коры большой мощности с проявлением магматизма кислого состава.

В 1969 г. в бассейне р. Самарга Е.П.Колесниковым [31] проведена двухканальная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000, позволившая оконтурить массивы палеоценовых гранитоидов, покровы кайнозойских базальтоидов, выявить разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений и наметить местоположение не вскрытых эрозией гранитных тел.

В 1980-84 гг. П.В.Николук [37] выполнил гравиметрическую съемку масштаба 1:200 000. В результате интерпретации полученных данных автор пришел к выводу, что минимумами поля силы тяжести фиксируются только наиболее поздние (палеогеновые) массивы гранитов.

В 1989-91 гг. в междуречье Анюй-Самарга-Чуи проведена пятиканальная аэрогеофизическая съемка масштаба 1: 50 000 [19], позволившая уточнить форму интрузивных массивов и предположить наличие интрузий, не вскрытых эрозией. Одновременно с целью поисков алмазов на водоразделе Прав. Чуи-Анюй проводилась аналогичная съемка масштаба 1:10 000 и наземные заверочные работы, в результате которых в автомагматических брекчиях пикритов, по мнению исполнителей работ, являющихся кимберлитами, термохимическим разложением проб обнаружены алмазы. Однако, достоверность диагностики таковых вызывает сомнение, поскольку повторные рентгено-структурные исследования положительных результатов не дали [36].

В 1991-97 гг. В.Е.Кузнецов [32] провел региональные профильные исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в юго-восточной части Хабаровского края, в том числе на территории листа по профилю от устья р. Сооли до верховьев р. Самарга. В результате интерпретации полученных данных

выявлены зоны глубинных разломов (в том числе Центральный Сихотэ-Алиньский разлом), очаги плавления и деструкции, глубина расположения границы Мохо.

## 2. СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают большую часть территории листа. Среди них установлены нижне-верхнепермские, верхнепермские, средне-верхнетриасовые, верхнетриасовые, нижне-верхнеюрские, верхнеюрские-нижнемеловые, нижнемеловые преимущественно терригенные и кремнисто-терригенные отложения, верхнемеловые, палеоценовые, палеоцен-эоценовые, миоценовые вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования, выделенные в составе Центрально-Сихотэ-Алиньской и Восточно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационных зон Сихотэ-Алиньской складчатой системы, одноименной вулкано-плутонической системы и Восточно-Азиатского рифтового пояса. Повсеместно распространены четвертичные отложения различного генезиса. Со стратифицированными вулканитами связаны субвулканические коагматы. Последние рассмотрены в главе "Интрузивный магматизм".

### Пермская система Нижний - верхний отделы

Нижне-верхнепермские отложения, отнесенные к кафэнской свите, установлены в пределах Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ.

**Кафэнская свита ( $P_{1,2}kf$ )** слагает три узких (2-8 км) тектонических блока на левобережье р. Хор, протягивающихся в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Кабули через бассейн р. Чуи в бассейн рек Малая Дакпа, Кадади и далее за пределы территории. В составе свиты преобладают микститы (до 70% объема отложений), алевролиты, кремнистые породы, в небольшом объеме встречаются базальты, туфы основного состава, кремнисто-глинистые породы.

В физических полях, характеризуясь средней плотностью основных разновидностей пород  $2,62 \text{ г/см}^3$  и магнитной восприимчивостью  $14 \times 10^{-5} \text{ ед.СИ}$ , а также на аэрофотоснимках свита не выделяется.

Наиболее полный разрез свиты изучен Е.К.Шевелевым [46] по левому борту долины р. Хор, где обнажены (здесь и далее разрезы дочетвертичных образований приводятся снизу вверх, мощности - в метрах):

1. Алевролиты зеленовато-серые тонкослоистые, возможно, туфогенные.....	100
2. Алевролиты однородные.....	35
3. Кремнистые породы.....	15
4. Алевролиты с линзами кремнистых пород и песчаников.....	45
5. Кремнистые породы с прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью 1-2 см и с остатками конодонтов.....	250

6. Микститы с алевритовым матриксом (в известняках, слагающих олистолиты размером до 0,5 м, содержатся остатки фораминифер).....	20-30
7. Кремнистые породы и базальты.....	15
8. Микститы с алевритовым матриксом.....	20-25
9. Кремнистые породы с остатками конодонтов.....	20
10. Микститы с алевритовым матриксом.....	50
11. Кремнистые породы.....	30
12. Микститы, аналогичные слою 10.....	55
13. Песчаники мелкозернистые.....	15
14. Микститы, аналогичные слою 10.....	10
15. Кремнистые породы.....	20
16. Микститы с алевритовым матриксом.....	10
17. Кремнистые породы с остатками конодонтов.....	0-35
18. Туфы основного состава.....	0-25
19. Базальты.....	30-35
20. Туфы основного состава.....	15
21. Алевролиты однородные.....	10
22. Базальты миндалекаменные.....	15-30
23. Алевролиты с линзами песчаников мощностью от 1 до 20 см.....	40-60
24. Кремнистые породы.....	20
25. Туфы основного состава.....	25
26. Алевролиты однородные с редкими обломками песчаников.....	40
27. Кремнистые породы.....	15
28. Алевролиты однородные.....	15
29. Кремнистые породы; в основании маломощный слой туфов основного состава.....	25
30. Базальты.....	10
31. Кремнистые породы (в нижней части слоя заключены редкие обломки песчаников, в верхней - глыбы кремнистых пород размером до 2,5 м).....	50
33. Кремнистые породы.....	20
34. Микститы с алевритовым матриксом.....	35
35. Кремнистые и кремнисто-глинистые породы.....	45
36. Микститы с алевритовым матриксом.....	25
37. Кремнистые породы плитчатые.....	10
38. Алевролиты однородные.....	20

Всего: 1195-1300 м

В бассейне р. Чуи обнажена, очевидно, преимущественно верхняя часть приведенного разреза. Здесь также наблюдается чередование слоев микститов и кремнистых пород [25], причем мощность первых возрастает до 100 м, а в кремнистых породах встречаются маломощные (до 20 см) прослои кремнисто-глинистых пород. Кроме того, в виде довольно мощных (60-110 м), но редких горизонтов появляются песчаники, слагающие в долине р. Хор лишь единичные линзы мощностью 1-20 см и слои мощностью до 15 м. Вероятно, эти же горизонты песчаников картируются и в Кабули-Чуинском междуречье, но уже в аллохтонном залегании - в виде крупных глыб в алевритовом матриксе.

Ниже приводится петрографическое описание и геохимическая характеристика пород свиты.

Микститы, формационно являющиеся олистостромами, содержат переменное количество (от единичных до 50% объема породы и более) угловатых, реже линзовидных обломков размером от 1 мм до нескольких метров, погруженных в алевритовый матрикс. Состав обломочного материала в разных участках района

различный. Так, в междуречье Джамбусикти-Биосани - Хор это преимущественно песчаники, нередко совместно с кремнистыми породами. В районе устья р. Мал. Дакпа, кроме того, встречаются известняки, слагающие обломки с нечеткими ограничениями размером от нескольких миллиметров до 2 м. В бассейне нижнего течения р. Чуи и на левом борту долины р. Хор выше устья р. Чуи, наряду с кремнистыми породами и песчаниками, значительную роль в составе обломков играют вулканиты основного и среднего состава, а в бассейне среднего течения р. Чуи - риолиты и иногда кремнисто-глинистые породы, причем наиболее крупные глыбы сложены риолитами. Не исключено, что риолиты частично находятся в автохтонном залегании, образуя линзовидные залежи. Более распространены микститы с разнородными по составу обломками, среди которых в равных количествах могут встречаться песчаники, кремнистые, кремнисто-глинистые породы и вулканиты, а также известняки. Иногда микститы тектонизированы (алевролиты матрикса филлитизированы).

Алевролиты, в том числе являющиеся матриксом микститов, - темно-серые или черные породы со слабым шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Структура пород алевролитовая и псаммоалевролитовая, текстура однородная, слоистая и комковатая. Обломки ( 50-70% объема породы) плохо окатаны и представлены кварцем, плагиоклазами, реже (обломки псаммитовой размерности) кремнистыми породами и кварцитами. Глинистый цемент базального типа в значительной степени серицитизирован. Акцессорные минералы - циркон, апатит, гранат, турмалин. Содержания практически всех микроэлементов, кроме цинка и марганца, не превышают кларковых значений [25].

Несколько отличаются алевролиты, залегающие в основании свиты. Это тонкослоистые породы, имеющие зеленовато-серый цвет. Слоистость в них обусловлена чередованием прослоев мелко-, крупноалевролитовых и песчаных алевролитов с прослоями алевролитистых песчаников мощностью от нитевидных до 3 см. Породы имеют очень плохую сортировку обломочного материала, бластопсаммоалевролитовую, бластоалевролитовую структуры; цемент базальный, преобразованный в альбит-хлорит-серицит-кальцит-кварцевый агрегат. Обломки обычно сильно корродированы и часто имеют клиновидную форму, обусловленную, видимо, их туфогенным происхождением.

Кремнистые породы имеют желтовато-серый, серый или темно-серый цвет и состоят из крипто- и микрозернистого агрегата кристаллов кварца, реже халцедона с примесью чешуек серицита и хлорита.

Песчаники - серые, темно-серые или зеленовато-серые мелко-среднезернистые или среднезернистые породы полимиктового состава. Обломки (70-90% объема породы) плохо отсортированы, плохо окатаны и сложены кварцем (25-50%), полевыми шпатами (20-30%), кремнистыми породами, кварцитами, риолитами, андезитами и базальтами (в сумме 20-30%). Цемент поровый и соприкосновения, преимущественно глинисто-серицит-кремнистый, иногда карбонатный. Акцессорные минералы - апатит, циркон и ксенотим. Содержания молибдена, свинца, ванадия, хрома, никеля, титана в песчаниках в 2-3 раза превышают кларковые значения [25].

Базальты имеют зеленовато-серый цвет, массивную текстуру и апоинтерсертальную структуру. Они сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, между которыми заключены агрегаты зерен актинолита и эпидота. Иногда встречаются миндалины, сложенные хлоритом и цоизитом.

Туфы основного состава - зеленовато-серые псефопсаммитовые литокристаллокластические породы. Кластический материал (50-80% объема породы) представлен обломками базальтов (размером до 15 см), плагиоклаза, кварц-плагиоклазовых сростков. В акцессорных количествах встречаются апатит и циркон. Цемент, вероятно, пепловый, превращенный в эпидот-карбонатный агрегат.

Кремнисто-глинистые породы представляют собой пепельно-серые или темно-серые комковатые породы с шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости, состоящие из замещенного тонкочешуйчатым серицитом глинистого вещества (60%) и халцедона с мелкими включениями рудного минерала и единичных зерен циркона.

Мощность свиты в районе составляет 1000-1300 м.

Е.К.Шевелевым [46] при изучении разреза в долине верхнего течения р. Хор в кремнистых породах (в том числе слагающих мощный и протяженный горизонт) нижней части свиты были обнаружены конодонты *Neogondolella* cf. *idahoensis* Youngquist, Hawley et Miller, *N.* cf. *bisselli* (Clark et Behnker), *Anchignathodus* cf. *minutus* (Ellison), указывающие на раннепермский возраст отложений. За пределами территории листа, в бассейнах рек Дзава [1] и Сагды-Селанка [26], в органогенных известняках, залегающих в виде линз, горизонтов и рифовых построек среди аналогичных отложений, известны многочисленные захоронения фораминифер позднепермского и ранне-позднепермского возраста. На основании приведенных данных кафэнская свита датирована ранней-поздней пермью. Обнаруженные в известняках, слагающих глыбу в микститах района устья р. Мал. Дакпа, остатки фузулинид, которые могут указывать, по мнению Т.В.Романчук [25], на время образования в пределах позднего карбона - ранней перми, не противоречат принятому возрасту свиты.

### Верхний отдел

Верхнепермские отложения имеют ограниченное распространение в Анюйской подзоне. Представлены они карбонатной толщей.

**Карбонатная толща (P<sub>2</sub>c)** выделена на левом борту долины р. Кабули, где вместе с джаурской свитой (в масштабе карты не выражена) обнажена на площади около 0,01 км<sup>2</sup> среди перекрывающей их кабулинской толщи. Взаимоотношения с джаурской свитой тектонические. Подстилающие образования не известны.

Толщу слагают однообразные светло-серые органогенные известняки, имеющие массивную текстуру и обломочную структуру. Они состоят из неравномерно распределенных полуокатанных, иногда призматических зерен кальцита размером от 0,1 до 0,4 мм, сцементированных микрозернистым агрегатом кальцита с гранобластовой структурой. Сохранились остатки неопределимых организмов (на отдельных участках многочисленные), а также фораминифер и мшанок.

Видимая мощность толщи не превышает 70 м.

Возраст толщи определяет богатый комплекс фораминифер и мшанок, собранных в процессе ГДП-200 [25]. Наличие в этом комплексе *Colaniella parva* (Colani), *Sichotenella* aff. *sutschanica* Toumanskaya указывает на позднепермский возраст известняков.

Следует отметить, что первые сборы определимых фораминифер здесь были сделаны В.К.Елисейевой [27]. На основании их позднепермский возраст распространялся на отложения, развитые на обширной площади в бассейне р. Кабули и в прилегающих районах. Скорее всего, известняки, выделенные в качестве самостоятельной толщи, слагают рифовую постройку, погребенную отложениями джаурской свиты. Не исключено, что, они являются тектоническим отторженцем кафэнской свиты. Последнего мнения придерживается редактор листа М-53-XXXVI В.Ю.Забродин.

### Триасовая система Средний - верхний отделы

Средне-верхнетриасовые отложения распространены в Центрально-Сихотэ-Алинской СФЗ, где представлены якчинской(?) толщей и джаурской свитой.

**Якчинская(?) толща (Т<sub>2-3</sub>jk?)** выделена в Хорско-Тормасинской подзоне. Она обнажена в ядрах антиклинальных структур на правом и, частично, левом бортах долины р. Хор, перекрываясь томчинской(?) толщей. Нижние горизонты ее не известны; с кафэнской свитой она граничит по разрывам.

Толща сложена в основном кремнистыми породами, которым подчинены алевролиты; редко встречаются кремнисто-глинистые породы, песчаники, базальты и туфы основного состава. В физических полях и на аэрофотоснимках она не выделяется.

Толща фациально устойчива и на 80-90% представлена кремнистыми породами, среди которых алевролиты образуют слои мощностью от 1 до 30 м, более распространенные на правобережье р.Хор. Кремнисто-глинистые породы слагают тонкие (1-2 мм) прослой в кремнистых породах или довольно мощные (до 10 м) слои в алевролитах. Песчаники ассоциируют с алевролитами, образуя маломощные небольшой протяженности прослой и линзы. Базальты совместно с туфами основного состава закартированы на правом борту долины р. Хор ниже устья р. Хомино, где прослеживаются на 3 км.

Мощность толщи оценивается в 600-700 м.

Петрографическая и геохимическая характеристика пород триасовых и нижне-верхнеюрских стратонов дана совместно после описания последних.

Органических остатков в рассмотренных отложениях не обнаружено. А.И.Поповым [40] они относились к позднепермской ходийской свите. В процессе ГДП-200 [24, 25] эта толща была выделена в качестве верхней пачки подинской толщи условно поздне триасового-раннеюрского возраста. Согласно легенде Николаевской серии листов, все существенно кремнистые подразделения Хорско-Тормасинской подзоны относятся к якчинской толще, средне-поздне триасовый

(ладинско-карнийский) возраст которой обоснован находками конодонтов и радиолярий в бассейнах рек Кафэ [26] и Яро [24].

**Джаурская свита ( $T_{2-3}d\check{z}$ )** совместно с карбонатной толщей начинает видимый разрез стратифицированных отложений в Анюйской подзоне. Она обнажена в ядрах антиклинальных складок и полосой северо-восточного направления прослеживается из нижнего течения р. Кабули в верховья р. Хор, слагая также отдельные выходы в бассейне среднего течения р. Кабули, на водоразделе Прав. Чую-Анюй-Хор и в бассейнах рек Дакпа и Кадади. Стратиграфически выше джаурской свиты согласно залегает сангинская.

Свита сложена кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, с редкими пластами алевролитов, песчаников, базальтов, туфов основного состава, линзами известняков и гравелитов.

В аэромагнитном поле выходы свиты характеризуется низкими значениями напряженности (0-100 нТл) и не отличаются от выходов сангинской свиты. Средние значения плотности ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ) и магнитной восприимчивости ( $11 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ ) пород типичны для большинства осадочных отложений района. На аэрофотоснимках обширные поля кремнистых пород отличаются более мелкими формами микрорельефа с глубоко врезанными долинами и узкими гривками водоразделов.

В бассейне р. Чуи описан следующий разрез свиты [25]:

1. Кремнистые породы темно-серые с тонкими (до 1 см) прослоями кремнисто-глинистых пород.....	более 90
2. Алевролиты с редкими прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью до 40 см.....	более 40
3. Кремнистые породы серые и светло-серые однородные.....	более 60
4. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые.....	25
5. Кремнистые породы серые и темно-серые с тонкими (до 1 см) прослоями кремнисто-глинистых пород.....	200
6. Кремнисто-глинистые породы серые.....	25
7. Кремнистые породы серые с тонкими (до 1 см) прослоями кремнисто-глинистых пород зеленовато-серых.....	170
Всего:	более 610 м

Далее разрез наращивают туфы основного состава сангинской свиты.

В бассейне среднего течения р. Кабули свита имеет несколько иное строение [25]:

1. Песчаники аркозовые мелкозернистые с редкими слоями алевролитов мощностью 0,5-3 м.....	более 50
2. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые с редкими слоями (до 2 м) алевролитов, включающих единичную гальку.....	80
3. Кремнистые породы серые и голубовато-серые однородные.....	более 80
4. Известняки серые однородные с желваками и прослоями кремнистых пород мощностью 0,2-0,4 м. В известняках остатки конодонтов.....	5-10
5. Кремнистые породы серые с линзами гравелитов мощностью до 0,5 м в верхней части слоя.....	более 70
Всего:	более 290 м

Далее разрез наращивают алевролиты сангинской свиты.

В целом в составе свиты резко преобладают кремнистые породы, совместно с которыми в виде тонких прослоев и редких достаточно мощных (25-80 м) горизонтов постоянно присутствуют кремнисто-глинистые породы. С последними в

средней части разреза ассоциируют алевролиты. В южном направлении возрастает роль терригенных пород. Известняки закартированы только в бассейне р. Кабули, а потоки базальтов с туфами основного состава - в нижней части разреза в бассейне руч. Тихий.

Общая мощность джаурской свиты превышает 650 м.

При проведении ГС-200 описанные отложения считались пермскими [20], позднепермскими [27], поздне триасовыми-раннеюрскими [40]. В процессе последующего крупномасштабного картирования на прилегающих с севера территориях в разрезах существенно кремнистых отложений были обнаружены поздне триасовые фораминиферы, многочисленные радиолярии киселевского (юра) и тетюхинского (триас) комплексов и установлено согласное залегание на горизонтах, включающих эти органические остатки, алевролитовых толщ с бухиями волжско-берриасского возраста. На основании этих данных все кремнистые отложения Анюйской подзоны, выделенные в качестве джаурской свиты как на сопредельных территориях [1, 6, 10], так и на описываемой при ГДП-200 [25], были датированы поздним триасом-юрой. При этом в бассейне р. Анюй [6, 10] свита разделялась по литологическому составу на две подсвиты: нижнюю - существенно кремнистую и верхнюю - кремнисто-глинистую. При дальнейшем изучении кремнистых толщ в бассейнах рек Анюй [3, 34], Чуцен [26] и Катэн [39] в нижних частях разрезов были обнаружены многочисленные средне-поздне триасовые конодонты, а в верхних - ранне-позднеюрские радиолярии, позволившие при составлении легенды Николаевской серии листов выделить из состава джаурской свиты ранне-позднеюрские образования в качестве сангинской свиты, оставив за джаурской свитой средне-поздне триасовый возраст.

В известняках верхней части разреза свиты на левом борту долины р. Кабули выявлены [25] конодонты *Epigondolella primitia* Mosher, *E. abneptis* (Huck.), характерные для верхнетриасовых, скорее всего норийских, отложений. В этом же прослое известняков на правом борту долины р. Кабули обнаружены обломки двустворок плохой сохранности, по скульптуре напоминающих *Halobia* поздне триасового возраста. Ранее [40] в кремнистых породах свиты в верховьях р. Дакпа были выявлены поздне триасово-раннеюрские (точнее не определенные) радиолярии. Таким образом, известные находки органических остатков не противоречат принятому средне-поздне триасовому возрасту джаурской свиты.

### Верхний отдел

Верхнетриасовые отложения распространены в Хорско-Тормасинской подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ, где представлены томчинской(?) толщей и верхней подтолщей тормасинской толщи.

**Томчинская(?) толща (T<sub>3</sub>tm?)** вместе с подстилающей якчинской(?) обнажается в тектонических блоках преимущественно на левобережье р. Хор. В коренном залегании непосредственные контакты с якчинской толщей в районе не наблюдались. Они установлены на прилегающей территории [6], где выявлено согласное залегание толщ. За нижнюю границу толщи принята подошва мощного горизонта песчаников. Согласно залегание толщ подтверждается

последовательной сменой кремнистых пород сначала алевролитами, а затем песчаниками. Такой характер напластования наблюдался по разрозненным выходам коренных пород на правобережье р. Хор выше устья р. Сооли.

Сложена толща песчаниками, алевролитами, микститами с подчиненным количеством кремнистых, кремнисто-глинистых пород и гравелитов. Дистанционными методами она не фиксируется.

Разрез толщи изучен на правобережье нижнего течения р. Чуи [25], где наблюдаются:

1. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые зеленовато-серые массивные.....	более 200
2. Алевролиты тонкослоистые.....	30
3. Песчаники мелкозернистые темно-серые.....	85
4. Алевролиты тонкослоистые.....	50
5. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые серые.....	70
6. Микститы с алевритовым матриксом.....	45
7. Песчаники мелко-среднезернистые серые.....	15
8. Микститы с алевритовым матриксом.....	60
9. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые.....	10
10. Микститы аналогичные слою 8.....	15
11. Кремнистые породы серые.....	15
12. Микститы аналогичные слою 8.....	120
13. Кремнистые породы серые и желтовато-серые.....	30
14. Алевролиты и микститы с алевритовым матриксом.....	140
15. Песчаники полимиктовые среднезернистые серые.....	10
16. Микститы с алевритовым матриксом.....	45
17. Песчаники полимиктовые среднезернистые зеленовато-серые.....	170
18. Алевролиты темно-серые тонкослоистые.....	10
19. Песчаники полимиктовые среднезернистые зеленовато-серые.....	более 60
Всего:	более 1180 м

В целом толща более чем на 60% сложена мелко-среднезернистыми полимиктовыми, иногда кварц-полевошпатовыми песчаниками и, в меньшей мере (до 35% объема отложений), алевролитами совместно с ассоциирующими с ними микститами. Песчаники практически целиком слагают нижнюю и верхнюю части разреза, где алевролиты наблюдаются лишь в виде редких слоев мощностью от 5 до 50 м. В средней части разреза резко преобладают алевролиты, которые, постепенно обогащаясь псаммитовыми и псефитовыми обломками песчаников, реже кремнистых пород, переходят в микститы как по вертикали, так и по латерали. В этой части разреза наблюдаются слои и линзы песчаников, кремнистых и иногда кремнисто-глинистых пород мощностью до 30 м. Гравелиты, слагающие непротяженные маломощные линзы встречаются среди песчаников лишь на правобережье р. Хор. От стратотипа (бассейн р. Тормасу [6]) разрез толщи в районе отличается существенно большим объемом песчаников, что объясняется фаціальными изменениями.

Мощность толщи составляет 1150-1200 м.

Позднетриасовый (позднекарнийский-ранненорийский) возраст рассмотренных образований палеонтологически обоснован на прилегающей с севера территории [6].

**Тормасинская толща. Верхняя подтолща ( $T_3tr_3$ )** выделена в Хорско-Тормасинской подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ. Она обнажена в

тектоническом блоке среди более древних отложений преимущественно в бассейне р. Чуи, где сложена алевролитами с подчиненными песчаниками, кремнистыми породами, базальтами, гравелитами. На аэрофотоснимках и геофизическими методами она практически не выделяется среди окружающих стратифицированных образований, хотя и характеризуется повышенной средней плотностью пород (2,71 г/см<sup>3</sup>).

Разрез подтолщи, изученный на правом берегу р. Чуи, следующий [54]:

1. Кремнистые породы серые и темно-серые с остатками конодонтов.....	более 90
2. Алевролиты тонкослоистые с линзами песчаников, кремнистых пород мощностью 1-3 см и невыдержанными слоями кремнистых пород и базальтов мощностью до 5 м.....	220
3. Песчаники полимиктовые мелкозернистые серые.....	100
4. Алевролиты тонкослоистые с линзами песчаников, кремнистых пород мощностью 1-3 см (редко до 10 см) и невыдержанными слоями кремнистых пород и базальтов мощностью 3-5 м...	350
5. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые серые.....	60
6. Алевролиты массивные.....	20
7. Песчаники мелкозернистые серые.....	10
8. Алевролиты с текстурами взмучивания.....	280
9. Песчаники мелкозернистые темно-серые.....	25
10. Алевролиты с редкими линзами песчаников мощностью до 1 см.....	более 100
Всего:	более 1255 м

Такое строение подтолща имеет практически на всем своем протяжении: 80% ее объема занимают алевролиты, в нижних и средних частях разреза преимущественно тонкослоистые, с частыми линзовидными прослоями песчаников и кремнистых пород, в верхних - однородные, обычно с текстурами взмучивания. Слагая мощные (200-360 м) пачки, алевролиты чередуются с песчаниками, мощность слоев которых уменьшается вверх по разрезу от 100 до 10 м. Кремнистые породы, кроме маломощных (1-3 см) линз, образуют редкие слои (до 5 м) в алевролитовых пачках. С ними пространственно ассоциируют базальты, слагающие невыдержанные потоки мощностью 3-5 м. Довольно мощный (более 90 м) пласт кремнистых пород залегает в основании видимого разреза подтолщи и обнажен только в долине р. Чуи. Гравелиты наблюдаются среди алевролитов в междуречье Кабули - Чуи, где слагают, очевидно, маломощные линзы.

Мощность подтолщи составляет 1200-1300 м.

Предшественниками [40] рассмотренные отложения считались пермскими. При ГДП-200 [25] на правом борту долины р. Чуи из кремнистых пород пласта, залегающего в основании разреза, выделены конодонты *Misikella posthernsteini* Kozur et Mosk., свидетельствующие о рэтском возрасте вмещающих отложений. По литологическому составу они соответствуют верхней подтолще тормасинской толщи, выделенной на сопредельной территории [6], где в нижележащих пачках известны многочисленные находки норийских *Monotis*.

#### Юрская система

##### Нижний - верхний отделы

Нижне-верхнеюрские отложения, представленные сангинской свитой, выделены в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ.

**Сангинская свита ( $J_{1-3}sn$ )** имеет общие районы распространения с согласно подстилающей ее джаурской свитой. В свою очередь, она согласно перекрывается светлореченской толщей.

Сложена свита кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами, алевролитами, редко туфами основного состава. На аэрофотоснимках и в физических полях выходы ее не отличаются от выходов джаурской свиты.

Разрез свиты фациально изменчив. Так, в бассейне среднего течения р. Кабули на кремнистых породах джаурской свиты согласно залегают [25]:

1. Алевролиты черные однородные.....	25
2. Кремнисто-глинистые породы темно-серые и зеленовато-серые, с остатками радиолярий.....	15
3. Алевролиты черные с прослоями кремнисто-глинистых пород темно-серых мощностью 5-20 см.....	50
4. Кремнистые породы серые.....	80
5. Алевролиты черные однородные.....	20
6. Кремнистые породы серые плитчатые.....	50
7. Алевролиты черные однородные.....	60
8. Кремнистые породы серые плитчатые, в верхней части слоя переходящие в кремнисто-глинистые породы.....	более 140
Всего:	более 440 м

Выше разрез наращивается песчаниками светлореченской толщи.

В бассейне р. Чуи на кремнистых породах джаурской свиты залегают [25]:

1. Туфы основного состава зеленовато-серые с прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью до 5 см.....	40
2. Алевролиты однородные кремнистые с прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью до 5 см.....	40
3. Кремнисто-глинистые породы темно-серые.....	более 40
Всего:	более 120 м

На севере территории, в истоках руч. Лев. Промысловый, свита имеет следующий состав [29]:

1. Кремнистые породы серые, светло-серые, желтовато-серые.....	более 200
2. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые, сургучно-коричневые.....	170-180
3. Кремнистые породы серые, зеленовато-серые массивные, к югу фациально переходящие в кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые.....	90-100
Всего:	более 480 м

Выше разрез наращивают алевролиты светлореченской толщи.

В целом в северной части территории, где свита имеет наибольшее распространение, в ее разрезе более широко распространены кремнисто-глинистые породы. В южном направлении количество последних уменьшается, но возрастает роль алевролитов, которые на юге, в бассейне р. Кабули, слагая среди кремнистых пород горизонты мощностью 20-60 м, составляют уже около 30% объема свиты. Туфы основного состава наблюдаются только на правобережье р. Чуи, где образуют непротяженную (около 1 км) залежь мощностью до 40 м в основании свиты.

Мощность сангинской свиты составляет 400-500 м.

Сангинская свита выделена из состава джаурской, ранее датированной поздним триасом-юррой, от которой она отличается более широким распространением кремнисто-глинистых пород. В кремнисто-глинистых породах на правобережье р. Кабули Л.Б.Тихомировой определены радиолярии *Tricolocapsa*

*elongata* Pant., *T. cf. rьsti* Tan, *Diacanthocapsa opertula* Yao, *Eucyrtidium(?) unumaensis* Yao, *Archeodictyomitra aff. rigida* Pess., *Stichocapsa convexa* Yao, которые входят в состав комплекса зоны *Unuta echinatus* в средней юре Японии, встречаются в байосе Малого Кавказа и в юрских отложениях Болгарии. На сопредельных территориях [26, 39] аналогичные отложения содержат многочисленные остатки ранне-позднеюрских радиолярий, что и определяет возраст свиты.

Ниже приводится петрографическая и геохимическая характеристика пород триасовых и юрских стратонов.

Алевролиты - черные, темно-серые однородные, в тормасинской толще - нередко слоистые породы с алевритовой, иногда псаммоалевритовой, а в джаурской и сангинской свитах - с алевропелитовой структурами. Обломки сложены кварцем, плагиоклазами, иногда кварцитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, встречаются чешуйки биотита или мусковита. Они составляют 30-70% объема породы, плохо отсортированы, имеют угловатую, реже полуокатанную или коррозийную форму и погружены в базальный глинисто-кремнистый или кремнисто-глинистый цемент, в различной степени замещенный серицитом и хлоритом. Акцессорными являются рудные минералы, циркон и турмалин. Спектральным анализом в алевролитах установлены превышающие в 1,5-2 раза кларковые содержания марганца - в тормасинской толще, бериллия, цинка, марганца и повышенные содержания свинца - в джаурской и сангинской свитах.

Песчаники - серые, темно-серые породы с псаммитовой или алевропсаммитовой структурой и массивной текстурой. В томчинской и тормасинской толщах это преимущественно мелко-среднезернистые, иногда крупнозернистые, а в джаурской свите - мелкозернистые и алевритистые разности. Обломочный материал (50-85% объема породы) обычно хорошо отсортирован, слабо окатан, сцементирован поровым до соприкосновения, на отдельных участках базальным цементом кремнисто-глинистого, иногда (в джаурской свите) кремнистого состава. Распространены полимиктовые песчаники, в джаурской свите встречаются аркозовые разности. В последних обломки представлены кварцем (60-70%), плагиоклазом (25-30%), калишпатом (5-10%) и изредка кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами, сростками полевых шпатов и кварца. В полимиктовых песчаниках в составе обломков, кроме указанных минералов и пород, присутствуют (15-20%) кварциты, риолиты и гранитоиды. Акцессорные минералы - циркон, эпидот, турмалин, рудные. По геохимическим особенностям [25] песчаники томчинской(?) и тормасинской толщ близки между собой и практически идентичны песчаникам кафэнской свиты, а песчаники джаурской свиты содержат в 2-3 раза больше олова, свинца, цинка, марганца, хрома, циркония, лантана, скандия и меньше фосфора, стронция.

Кремнистые породы имеют серую, светло-серую, темно-серую окраску, иногда с зеленоватыми, бурыми или желтоватыми оттенками, крипто- или микрозернистую структуру и сложены микрозернистым агрегатом кварца, аморфным кремнеземом с незначительной (1-10%) примесью серицита и хлорита, а также гидроокислов железа, придающих породам желтые и бурые оттенки. Некоторые разности в тормасинской толще содержат значительную (до 20%) примесь неравномерно распределенного глинистого материала. В этих породах обычно встречаются редкие

угловатые обломки (до 1 мм) алевролитов, кремнисто-глинистых пород, вулканитов кислого и среднего состава. Спектральным анализом установлен [25] близкий геохимический состав кремнистых пород якчинской(?) толщи, джаурской и сангинской свит, в отличие от которых кремнистые породы тормасинской толщи содержат значительно больше меди, марганца, хрома и меньше молибдена.

Микститы на 30-80% состоят из бесструктурного алевритового матрикса, аналогичного по составу рассмотренным выше алевролитам, в котором заключены разновеликие (от 1 см до первых метров) линзовидные и угловатые обломки песчаников и кремнистых пород. Включения последних часто имеют форму линзовидных будин, небольшие размеры (3-5 см) и обычно четкие границы с матриксом; количество их редко превышает 20% объема породы. Песчаники, преобладающие в обломочной части микститов, характеризуются, как правило, расплывчатыми контактами с алевролитами матрикса и различной формой обломков. В отличие от аналогичных пород кафэнской свиты, в микститах томчинской толщи отсутствуют обломки вулканитов и известняков.

Кремнисто-глинистые породы - тонкоплитчатые или массивные породы темно-серого, серого, зеленовато-серого, иногда сургучно-коричневого цвета с криптозернистой структурой. Они состоят из тонкочешуйчатых гидрослюд, серицита, хлорита (65-80%) и аморфного кремнезема (20-35%). Отмечаются также обломки алевритовой размерности (иногда до 15% объема породы), представленные кварцем, плагиоклазом, рудными минералами. По геохимическим особенностям кремнисто-глинистые породы заметно отличаются от кремнистых пород только повышенными концентрациями марганца.

Туфы основного состава имеют литовитрокластическую или литокристаллокластическую структуру. Обломки (до 7 мм в поперечнике), обычно остроугольные, клиновидные, серповидные, занимают 60-70% объема породы. Представлены они основным стеклом или плагиоклазами, реже базальтами и кремнистыми породами и погружены в пепловую базальную связующую массу.

Базальты - темно-серые с зеленоватым оттенком породы, имеющие апоинтерсертальную, с элементами катакластической, структуру. Они состоят из таблитчатых и лейстовидных кристаллов альбитизированного плагиоклаза и стекла, замещенного тонкозернистым агрегатом хлорита, карбоната и лейкоксена.

Известняки имеют пепельно-серый цвет, массивную текстуру и представляют собой криптозернистую массу кальцита, рассеченную разноориентированными тонкими прожилками, сложенными изометричными зернами кальцита размером до 0,1 мм. Такие же зерна образуют округлые скопления до 1 мм в поперечнике, вероятно, замещающие органические остатки.

Гравелиты, переходящие в гравелистые песчаники, на 60-80% состоят из плохо отсортированных окатанных обломков размером от 0,1 до 7 мм, заключенных в базальный глинисто-кремнистый цемент. Среди обломков преобладают кремнистые породы (до 65%), реже наблюдаются кварц (15-20%), кремнисто-глинистые породы (5-10%), кварциты (до 5%), известняки (менее 5%).

Юрская система, верхний отдел -  
меловая система, нижний отдел

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения широко распространены в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ, где представлены светлореченской толщей.

**Светлореченская толща (J<sub>3</sub>-K<sub>1sr</sub>)** совместно с джаурской и сангинской свитами занимает обширные пространства в бассейнах верхних течений рек Хор, Дакпа и Чуи, нижнего и среднего течения р. Кабули, где она сложена алевролитами с прослоями и слоями песчаников, реже кремнистых и кремнисто-глинистых пород, редкими линзами базальтов, авгититов, туфов основного состава, гравелитов, конгломератов, известняков.

За нижнюю границу толщи принята подошва мощной пачки алевролитов с прослоями песчаников, сменяющей последний мощный горизонт кремнистых или кремнисто-глинистых пород сангинской или джаурской свит. Согласно взаимоотношения толщи с подстилающей сангинской свитой наблюдались на правом борту долины среднего течения р. Кабули [25]. Здесь на мощной (более 140 м) пачке кремнистых пород с маломощным (3-6 м) пластом кремнисто-глинистых пород, приуроченным к кровле пачки, залегают средне-мелкозернистые песчаники с кремнистым цементом, находящиеся, в свою очередь, в основании существенно алевролитовой пачки светлореченской толщи. Контакт песчаников с кремнисто-глинистыми породами довольно резкий извилистый, согласный со слоистостью в подстилающих отложениях. Взаимоотношения толщи с разными горизонтами джаурской свиты наблюдались в нескольких пересечениях на пограничных с севера [6] и северо-востока [10] территориях, где установлены резкие, реже постепенные (через пачку переслаивающихся алевролитов и кремнисто-глинистых пород) контакты алевролитов с подстилающими кремнистыми породами, без заметного углового несогласия. Такие взаимоотношения позволяют считать, что светлореченская толща залегает на джаурской свите со стратиграфическим несогласием.

В магнитном поле выходы толщи характеризуются значениями напряженности в 100-300 нТл. Средние значения плотности (2,64 г/см<sup>3</sup>) и магнитной восприимчивости (16x10<sup>-5</sup>ед.СИ) пород близки таковым других терригенных толщ района. На аэрофотоснимках, в отличие от подстилающих свит, толща характеризуется более сглаженными формами микрорельефа.

Наиболее полный разрез толщи изучен на юге территории, в бассейне среднего течения р. Кабули [25]. Здесь на кремнисто-глинистых породах сангинской свиты согласно залегают:

1. Песчаники полимиктовые средне-мелкозернистые темно-серые.....	30
2. Алевролиты черные однородные с единичными маломощными (0,5-2 м) слоями песчаников .....	80
3. Песчаники средне-мелкозернистые серые.....	25
4. Алевролиты с единичными маломощными (0,3-1,5 м) слоями песчаников.....	45
5. Песчаники средне-мелкозернистые серые.....	25
6. Алевролиты с единичными прослоями песчаников.....	40
7. Песчаники аркозовые мелко- и средне-мелкозернистые серые с тонкими (менее 1 мм) прослоями алевролитов.....	90
8. Алевролиты черные однородные.....	5

9. Песчаники средне-мелкозернистые серые и темно-серые.....	80
10. Алевролиты однородные и тонкослоистые.....	200
11. Песчаники мелкозернистые серые.....	15
12. Алевролиты тонкослоистые, реже однородные, в верхней части со слоями песчаников мощностью до 1 м.....	80
13. Песчаники полимиктовые средне-мелкозернистые серые.....	100
14. Алевролиты с линзами песчаников мощностью до 10 см.....	5
15. Песчаники полимиктовые средне-мелкозернистые серые.....	70
16. Алевролиты с линзами и прослоями песчаников мощностью от 3 см до 0,5 м.....	55
17. Кремнистые породы серые с прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью до 0,5 м.....	10
18. Алевролиты песчанистые с редкими линзами песчаников мощностью 0,1-0,3 м.....	90
19. Песчаники аркозовые средне-мелкозернистые светло-серые.....	10
20. Алевролиты однородные, реже с прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью 0,1-0,3 м.....	70
21. Песчаники аркозовые среднезернистые светло-серые.....	20
22. Алевролиты однородные, реже с прослоями песчаников и кремнисто-глинистых пород мощностью 0,1-0,4 м.....	110
23. Кремнистые породы серые, в верхней части с прослоями (до 1 м) кремнисто-глинистых пород и песчаников с линзами гравелитов.....	25
24. Алевролиты черные однородные.....	20
25. Кремнистые породы серые с прослоями кремнисто-глинистых пород мощностью до 0,5 м.....	20
26. Алевролиты однородные, реже с линзами песчаников и кремнистых пород мощностью до 2 см; в основании - слои алевритистых песчаников мощностью до 1 м.....	45
27. Кремнистые породы с прослоями кремнисто-глинистых пород зеленовато-серых мощностью до 1 см и с единичными слоями (мощностью до 1 м) алевролитов, включающих гальку.....	40
28. Алевролиты однородные, в основании со слоями песчаников аркозовых мелкозернистых мощностью 1 м.....	10
29. Кремнистые породы серые плитчатые.....	более 20
Всего:	более 1435 м

В центральной и северной частях территории в составе толщи преобладают алевролиты однородные или слоистые, иногда песчанистые или же близкие к алевритистым аргиллитам; остальные породы имеют резко подчиненное распространение. Так, песчаники, слагающие около 50% разреза на юге района, здесь образуют менее мощные (редко 20-40 м) слои и линзы, тяготеющие преимущественно к нижним частям толщи, где совместно с ними встречаются линзы гравелитов и конгломератов мощностью менее 0,5 м. Сравнительно мощный (до 100 м) пласт песчаников установлен в средней части разреза лишь в верховье р. Луговая и в бассейне руч. Тихий. Наиболее мощные (30-40 м) и протяженные (более 5 км) горизонты кремнистых пород, приуроченные в бассейне р. Кабули к верхам разреза, в бассейне р. Чуи постоянно присутствуют в нижней части. Маломощные (менее 10 м) слои и невыдержанные линзы кремнистых и ассоциирующих с ними кремнисто-глинистых пород спорадически встречаются по всему разрезу толщи. Линзовидные тела базальтов, авгититов и туфов основного состава встречаются редко. Пространственно они тяготеют к субвулканическим интрузиям светлореченского комплекса и приурочены, очевидно, к верхам разреза.

Выдержанный поток базальтов (мощностью до 200 м и протяженностью более 3 км) установлен на левобережье р. Лев. Чуи.

Наибольшую (1400-1450 м) мощность толща имеет в бассейне р. Кабули.

Петрографическая и геохимическая характеристика пород светлореченской толщи приведена ниже, совместно с характеристикой пород нижнемеловых стратонов.

Предшественниками [27, 40] на основании находок юрских(?) радиолярий рассмотренные отложения относились к разным отделам юрской системы. При проведении ГДП-200 [25] в бассейне руч. Тихий в алевролитах выявлены *Buchia* sp. ex gr. *terebratuloides-keuserlingi*, по заключению Е.А.Калинина, распространенные в позднеюрском и раннемеловом периодах, а на правобережье р. Кабули (1 км южнее границы территории) в кремнисто-глинистых породах - остатки радиолярий плохой сохранности, которые, по заключению Л.Б.Тихомировой, могут свидетельствовать о юрском возрасте вмещающих пород. В.А.Исполиновым [29] на правобережье р. Хор в 7 км севернее территории листа в туфах основного состава из разреза толщи собраны остатки *Buchia fischeriana* d' Orb., *B. lahuseni* Pavl., *B. terebratuloides* Zah., *B. cf. russiensis* Pavl., *B. pivanensis* Tret. et Kept., указывающие, по заключению Л.Д.Третьяковой, на волжско-берриаский возраст вмещающих отложений. На основании этого светлореченская толща считается волжско-берриасской.

#### Меловая система

##### Нижний отдел

Нижнемеловые отложения представлены журавлевской, ключевской, устьколумбинской и приманкинской свитами в Лужкинской подзоне Восточно-Сихотэ-Алиньской СФЗ и кабулинской толщей в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ.

**Журавлевская свита ( $K_1\check{r}$ )** образует выходы северо-восточного направления на двух разобщенных участках - по обоим бортам долины р. Анюй и в бассейне р. Самарга. Подстилающие отложения не известны, хотя не исключено, что ими является светлореченская толща. Так, на прилегающей с севера территории [6, 10] отложения этих стратонов выделялись в составе единой толщи волжско-берриасского возраста. Журавлевская свита согласно перекрывается ключевской.

Свита сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников и линзами гравелитов и конгломератов.

Напряженностью магнитного поля (от -100 до +200 нТл), средними значениями плотности (2,61 г/см<sup>3</sup>) и магнитной восприимчивости ( $10 \times 10^{-5}$  ед.СИ) пород свита не отличается от вышележащих стратонов. На аэрофотоснимках среди окружающих образований выходы ее также не выделяются.

Свита имеет выдержанное по площади строение. В самых низах ее преобладают крупноалевритовые, иногда песчанистые алевролиты, слагающие также пачки тонкого (3-60 см) или грубого (1-8 м) переслаивания с песчаниками мелкозернистыми, алевритистыми, иногда гравелистыми. В средней части разреза чаще встречаются тонкослоистые алевролиты, в верхних же горизонтах преобладают однородные мелкоалевритовые разности, а в бассейне р. Мал. Бира,

кроме того, алевроитистые аргиллиты. По всему разрезу среди алевролитов залегают единичные слои мелкозернистых песчаников и линзы гравелитов, иногда постепенно переходящих в конгломераты. Количество и мощность слоев песчаников заметно возрастает на правом берегу р. Анюй ниже устья р. Мал. Бира, в верховьях р. Самаргинский Перевал и на правом борту долины р. Самарга. Мощность слоев песчаников здесь составляет 5-15 м, иногда (бассейн р. Самарга) - 40 м. В этих же районах чаще встречаются линзы грубообломочных пород.

Мощность свиты достигает 2000 м, хотя, по мнению геологов, изучавших разрез [16], она явно завышена из-за невозможности точной расшифровки внутреннего строения сложных складчатых структур.

Ранее рассмотренные отложения одними исследователями считались каменноугольными [20], другими - палеозойскими или юрско-раннемеловыми [49]. В процессе ГДП-200 [25] берриас-валанжинский возраст свиты определен на основании следующих палеонтологических данных. В истоках руч. Прав. Промысловый в верхних горизонтах свиты В.А.Исполиновым [29] в алевролитах собраны *Buchia bulloides* Lah., *B. keyserlingi* Lah., которые, по заключению Л.Д.Третьяковой, характеризуют вмещающие слои как валанжинские. В.П.Коновалов считает, что эта фауна, вероятнее всего, или берриасская, или самая древняя валанжинская. Вблизи устья р. Первый Заур также в алевролитах собраны *Buchia fischeriana* d' Orb., по определению Л.Д.Третьяковой, волжско-ранневаланжинского возраста; В.П.Коновалов склонен считать эту фауну раннеберриасской. В бассейне р. Самарга известны [16] *Buchia volgensis* Lah., *B. cf. initoides* Pavl., *B. cf. keyserlingi* Lah., *B. cf. subfischeriana* sp. nov., по заключению В.П.Коновалова, характеризующие вмещающие отложения как берриасские и валанжинские. Кроме того, в бассейне р. Кабули в 1 км южнее границы территории листа при ГДП-200 собраны *Buchia ex gr. volgensis* (Lah.), относящиеся, по заключению Е.А.Калинина, к берриасу и, возможно, к самому основанию валанжина.

**Ключевская свита** согласно залегает на журавлевской; по особенностям литологического состава она разделена на две подсвиты.

**Нижняя подсвита (K<sub>1</sub>kl<sub>1</sub>)** наиболее широкие выходы образует в бассейне р. Самарга, в междуречье Анюй-Ёко, в бассейнах р. Мал. Бира и руч. Промысловый. Сложена она алевролитами и песчаниками с подчиненными количествами аргиллитов, гравелитов и конгломератов.

Нижняя граница подсвиты проводится по подошве хорошо выраженной пачки песчаников. Взаимоотношения с подстилающими отложениями изучены в среднем течении руч. Промысловый [29] и на правом берегу р. Самарга [16], где установлено, что в подстилающих алевролитах журавлевской свиты в 2 м от контакта появляются маломощные (3-5 см) прослойки мелкозернистых песчаников, количество которых вверх по разрезу резко возрастает. Затем алевролиты полностью исчезают, а песчаники, отнесенные уже к ключевской свите, становятся мелко-среднезернистыми и содержат линзы гравелитов и конгломератов. Каких-либо признаков размыва и несогласного залегания не наблюдается.

Типичный разрез подсвиты изучен в бассейне руч. Промысловый [29], где на алевролитах журавлевской свиты залегают:

1. Песчаники мелко-среднезернистые, в основании гравелистые, переходящие в гравелиты; редкие слои (до 3 м) алевролитов и алевритистых песчаников .....	200-220
2. Алевролиты песчанистые, переслаивающиеся с алевритистыми песчаниками; единичные прослои мелкозернистых песчаников.....	170-180
3. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые серые с редкими прослоями алевролитов.....	20-30
4. Алевролиты тонкослоистые черные.....	60-65
5. Аргиллиты, аргиллиты алевритистые черные.....	120-125
6. Алевролиты песчанистые темно-серые, грубо переслаивающиеся с песчаниками полимиктовыми мелкозернистыми серыми.....	130-140
7. Гравелиты, песчаники полимиктовые от мелко- до крупнозернистых с редкими прослоями алевролитов; в алевролитах остатки бухий.....	55-60
8. Алевролиты, тонко переслаивающиеся с песчаниками полимиктовыми алевритистыми и мелкозернистыми.....	160-175
9. Алевролиты неяснослоистые и слоистые с редкими прослоями песчаников полимиктовых мелкозернистых и алевритистых.....	240-250
10. Гравелиты, переходящие в мелкогалечные конгломераты, песчаники мелкозернистые с маломощными прослоями алевролитов; в песчаниках остатки бухий.....	40-45
11. Переслаивание алевролитов с песчаниками алевритистыми и мелкозернистыми серыми.....	70
12. Песчаники мелко-среднезернистые и алевритистые с редкими прослоями алевролитов.....	80-100
	Всего: 1345-1460 м

Подобный характер разреза сохраняется практически везде. Среди доминирующих в разрезе алевролитов характерно преобладание крупноалевритовых и песчанистых разностей над мелкоалевритовыми и аргиллитистыми. Частое чередование тонких (1-5 мм) прослоев алевролитов, отличающихся зернистостью, и алевритистых песчаников обуславливает слоистость в породах. Мелкозернистые песчаники в составе алевролитовых пачек обычно образуют маломощные (от нескольких сантиметров до 1,5 м) быстро выклинивающиеся прослои и слои, реже переслаиваются с алевролитами через 0,5-5 см. Песчаниковые пачки имеют неоднородное строение. Они сложены полимиктовыми, иногда аркозовыми мелко-, средне-, реже крупнозернистыми и гравелистыми песчаниками с многочисленными маломощными линзами и редкими слоями (мощностью до 5 м) гравелитов и конгломератов, которые более характерны для бассейна р. Анюй. Кроме псефитовых пород в составе этих пачек находятся алевролиты. Они образуют слои (до 3 м) или переслаиваются с алевритистыми песчаниками через 2-20 см, редко 0,5-2 м. Аргиллиты распространены лишь в нижней части подсвиты в бассейне р. Мал. Бира.

Полная мощность подсвиты составляет 1300-1460 м.

**Верхняя подсвита ( $K_1kl_2$ )**, наращивая разрез ключевской свиты, более широко распространена в бассейне р. Ёко и в истоках р. Анюй. Она согласно перекрывается устьколумбинской свитой.

Сложена подсвита алевролитами, аргиллитами, редко песчаниками с линзами гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий.

В отличие от нижней, верхняя подсвита имеет однообразное строение. В разрезе монотонных преимущественно однородных и неяснослоистых алевролитов, фациально переходящих в алевритистые аргиллиты, мелкозернистые и

алевритистые полимиктовые песчаники слагают, как правило, редкие маломощные (не более 1-2 м) быстро выклинивающиеся слои. Более мощные (15-20 м) слои мелкозернистых песчаников протяженностью до 6 км приурочены к средней части разреза (бассейны рек Одо и Огоми). Количество песчаников заметно увеличивается в верхней части подсвиты на правом берегу р. Первый Заур. Здесь появляются пачки переслаивания алевролитов и песчаников, иногда при преобладании последних. Мощности слоев алевролитов в этих пачках варьируют от 0,2 до 1 м, а песчаников - от 2 см до 1,5 м. Гравелиты, конгломераты и седиментационные брекчии, нередко фациально переходящие друг в друга, ассоциируют с наиболее мощными слоями песчаников, образуя быстро выклинивающиеся линзы мощностью от 0,5 до 4 м.

Мощность подсвиты превышает 1000 м.

Возраст ключевской свиты обоснован находками остатков фауны в различных участках распространения нижней подсвиты. В алевролитах в бассейне р. Самарга [16] собраны *Buchia* aff. *syzranensis* Pavl., *B. cf. keyserlingi* Lah., *B. cf. volgensis* Lah., а в алевритистых песчаниках бассейна руч. Промысловый [29] - *Buchia fischeriana* d'Orb., *Buchia* cf. *subfischeriana* Konov., по заключению В.П. Коновалова, характеризующие вмещающие слои как валанжинские. *Buchia* sp. indet, обнаруженные в алевролитах верхней подсвиты, свидетельствуют лишь о меловом возрасте.

**Кабулинская толща (K<sub>1</sub>kb)** обнажается на разобщенных участках площадью от 1 до 30 км<sup>2</sup> в междуречьях Хор-Луговая, Правая Чуи-Дакпа, на левобережье и, частично, правобережье р. Кабули. Она с размывом и угловым несогласием залегает на различных стратонах Аннойской подзоны.

Толща сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами и гравелитами. Порода не отличаются от образований близких по возрасту стратонов магнитными свойствами, но имеют меньшую плотность (2,56 г/см<sup>3</sup>). На аэрофотоснимках выходам толщи соответствуют относительно пологие формы рельефа, что в общих чертах иногда позволяет выделить поля распространения отложений.

Характер залегания толщи на подстилающих образованиях и ее строение изучены в бассейне р. Кабули [25]. На левобережье реки установлено, что крупногалечные конгломераты с редкими валунами песчаников, кремнистых пород и мелкими обломками известняков налегают на неровную поверхность выветрелых известняков карбонатной толщи. Характер неровностей этой поверхности подчеркивается ориентировкой обломочного материала, а общее напластование пород отражает прослой мелкогалечных конгломератов. На правом борту долины реки наблюдалось, что грубообломочные слабо дислоцированные породы толщи перекрывают смятые в изоклиналильные складки алевролиты с прослоями кремнисто-глинистых пород сангинской свиты. В основании толщи здесь залегает слой песчаников мощностью около 1 м, причем песчаники слагают также клиновидные нептунические дайки мощностью до 20 см в подстилающих алевролитах. Слой песчаников вверх по разрезу через мелкогалечные конгломераты сменяется горизонтом крупногалечных конгломератов, в основании горизонта насыщенных уплощенными глыбами кремнистых пород, которые являются отторженцами подстилающих образований. Конгломераты имеют мощность 5-10 м и, в свою очередь, постепенно переходят в средне-мелкозернистые песчаники с линзами

(мощностью 0,1-2 м) конгломератов, гравелитов и гравелистых песчаников. Подобные же взаимоотношения толщи при отчетливо выраженном угловом несогласии установлены и со светлореченской толщей.

При изучении разреза толщи в бассейне р. Кабули установлено, что базальная пачка кремне-, лито- и полипетрокластических средне-мелкозернистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов и гравелистых песчаников имеет мощность около 200 м. В ее основании нередко встречаются глыбы кремнистых пород размером до 2 м. Пачка песчаников выше по разрезу сменяется горизонтом мощностью около 50 м песчанистых алевролитов, по простиранию фациально переходящих в алевритистые песчаники. Завершает разрез толщи в бассейне р. Кабули мощная (более 300 м) пачка массивных алевролитов с шаровидными стяжениями песчанистых алевролитов диаметром 10-20 см. В алевролитах наблюдаются также прослойки аргиллитистых тонкослоистых разностей, приуроченных в основном к верхам разреза.

В северной части района сохранились только нижние горизонты толщи, почти нацело представленные полипетрокластическими мелко- и среднезернистыми песчаниками с включением обломков (до 4 мм) алевролитов и кремнистых пород. Грубообломочные породы (гравелиты) наблюдаются здесь лишь на левом борту долины р. Хор в устье руч. Тихий, где ими сложены непротяженные линзы в основании толщи. В верхах разреза здесь встречаются также маломощные прослойки алевролитов.

Мощность толщи достигает 600 м.

В бассейне р. Кабули в песчаниках основания толщи, обнаружены *Buchia inflata* (Lah.), по мнению Е.А.Калинина, характерные для позднего берриаса - раннего валанжина, а в алевролитах верхних горизонтов - *Homolsomites ex gr. stantoni* (Mc Lellan), *Buchia sublaevis* (Keyser.), *B. crassikollis* (Keyser.), свидетельствующие о поздневаланжинском (возможно, включая ранний готерив) возрасте вмещающих образований [25]. Учитывая данные по сопредельным территориям [10], для кабулинской толщи принят валанжинский возраст.

**Устьколумбинская(?) свита (K<sub>1ul</sub>?)** согласно перекрывает верхнюю подсвиту ключевской свиты на правом берегу р. Ёко и в междуречье Солори - Перепадная, а также залегает в тектонических блоках в верховьях р. Иктами на юго-востоке территории. Взаимоотношения с подстилающими отложениями изучены при ГДП-200 на прилегающей с юга территории [25]; там же, в непосредственной близости от границ района (бассейн р. Пухи), изучен и разрез свиты.

Свита сложена песчаниками и алевролитами с резко подчиненными конгломератами и гравелитами. В физических полях и на аэрофотоснимках она не отличается от подстилающих и перекрывающих образований.

Мелкозернистые полимиктовые песчаники составляют более 80% разреза. Они образуют мощные (более 250 м), выдержанные по простиранию горизонты, которые чередуются с пачками (до 120 м) алевролитов. Горизонты песчаников имеют преимущественно однородное строение, лишь изредка в них наблюдаются непротяженные прослойки и линзы алевролитов мощностью 0,1-0,5 м, а в средней части разреза - маломощные пачки переслаивания песчаников с алевролитами. Пачки алевролитов, в свою очередь, содержат слои песчаников мощностью 1-5 м.

Среди алевролитов преобладают однородные разности, в подчиненном количестве находятся тонкослоистые. В нижней части разреза и в основании свиты в бассейне р. Ёко среди песчаников залегают линзы гравелитов и конгломератов мощностью в первые метры.

Мощность свиты оценивается в 1050-1200 м.

Рассмотренные отложения по литологическому составу и стратиграфическому положению соответствуют устьколумбинской свите, готеривский возраст которой палеонтологически обоснован в стратотипической местности Приморья и подтверждается на прилегающей с юга территории [25].

**Приманкинская(?) свита (К<sub>рп</sub>?)** образует незначительные по площади выходы на крайнем юго-востоке территории, в междуречье нижних течений рек Перепадная и Иктами, а также в верховьях р. Иктами, где слагает ядра синклинальных складок, согласно залегая на устьколумбинской свите. Согласно контактам между этими стратонами установлены на прилегающей с юга территории [25].

Свита на 80-85% сложена однородными, реже тонкослоистыми алевролитами, иногда фациально замещающимися алевролитистыми аргиллитами, среди которых мелкозернистые полимиктовые, преимущественно слоистые песчаники слагают слои мощностью до 30 м. Песчаники, как правило, насыщены невыдержанными по простирацию маломощными (10-20 см, редко до 0,5 м) прослоями алевролитов.

Мощность свиты превышает 600 м.

На территории листа в рассмотренных образованиях органические остатки не обнаружены. По литологическому составу и стратиграфическому положению эти образования соответствуют приманкинской свите, готерив-барремский возраст которой обоснован находками ископаемой фауны в стратотипической местности в Приморье.

Ниже приводится петрографическая и геохимическая характеристика пород светлореченской толщи и раннемеловых стратонов.

Алевролиты, в отличие от алевролитов более древнего возраста, чаще имеют тонкослоистую текстуру (преимущественно в ключевской свите), более разнообразные структуры (мелко-, крупно- или псаммоалевритовую, алевропелитовую и псефоалевритовую), лучшую сортировку обломочного материала, количество которого в кабулинской толще, устьколумбинской и приманкинской свитах возрастает до 90% объема породы. При этом, в составе обломочного материала пород этих трех стратонов, кроме обычных кварца (30-70%), плагиоклаза (10-25%), калишпата (5-15%), редко кремнистых пород, биотита и мусковита, присутствуют вулканиты основного состава и кремнисто-глинистые породы, слагающие обломки псаммитовой размерности, а глинистый или кремнисто-глинистый цемент имеет порово-базальный, порово-контактный или контактный характер. В аксессуарных количествах встречаются рудные минералы, циркон, апатит, турмалин, сфен. По результатам спектрального анализа [25], содержания большинства микроэлементов в алевролитах ниже кларковых; близки к кларковому содержанию бериллия, марганца, лантана, циркония, галлия и скандия, а превышают кларковые содержания свинца, причем в 2-3 раза - в светлореченской толще и журавлевской свите. В сравнении с алевролитами более древнего возраста,

рассмотренные алевролиты содержат меньше молибдена, марганца, стронция, иттербия и больше галлия.

Песчаники - серые, темно-, буровато- или зеленовато-серые породы с псаммитовой, алевропсаммитовой или псефопсаммитовой структурой и массивной текстурой. Плохо окатанный и плохо отсортированный обломочный материал составляет 70-90% объема породы. Распространены полимиктовые песчаники, содержащие 30-50% обломков кремнистых и кремнисто-глинистых пород, алевролитов, кварцитов, риолитов, гранитоидов, базальтов, песчаников и 40-70% обломков кварца, плагиоклаза, калишпата, иногда чешуйки биотита и мусковита. В кабулинской толще по преобладанию обломков того или иного состава различаются кремнекластические, литокластические и полипетрокластические разновидности песчаников. Обломочный материал аркозовых песчаников, присутствующих в основном в светлореченской толще, состоит из переменного количества кварца и полевых шпатов (чаще плагиоклаза), вместе с которыми встречаются (иногда до 10%) обломки кремнистых пород, кварцитов, гранитоидов. Акцессорные минералы - циркон, апатит, рудные минералы, сфен, иногда гранат, турмалин. Цемент песчаников поровый, контактово-поровый, по составу кремнисто-глинистый. По имеющимся геохимическим данным [25], песчаники светлореченской толщи характеризуются повышенными содержаниями свинца, цинка, кобальта и хрома. Содержания кобальта, хрома и скандия, намного превышающие кларковые, установлены также в песчаниках кабулинской толщи.

Аргиллиты алевритистые - породы темно-серого или черного цвета, обладающие однородной текстурой и алевропелитовой структурой. Обломки (30-50%), как правило, угловатые, сложены кварцем, полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами), иногда присутствуют чешуйки мусковита и биотита. Цементирующая масса гидрослюдисто-глинистая, в ней различаются серицит, хлорит, гидроокислы железа, тонкораспыленный рудный минерал. Из акцессорных минералов встречаются турмалин, апатит, лейкоксен.

Кремнистые и кремнисто-глинистые породы, присутствующие только в светлореченской толще, практически ничем не отличаются от аналогичных пород джаурской и сангинской свит. Отмечается лишь повышенное содержание свинца в кремнистых и цинка в кремнисто-глинистых породах.

Гравелиты - массивные породы псефитовой или псаммопсефитовой структуры. Гравийный материал, обычно хорошо окатанный, представлен кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, алевролитами, вулканитами основного и кислого состава, кварцем, кварцитами, полевыми шпатами и гранитоидами. При этом в кабулинской толще в одних разностях резко (30-60% обломочного материала) преобладают кремнистые породы, в других - алевролиты, а в гравелитах устьколумбинской свиты чаще встречаются вулканиты основного состава. Базальным заполнителем является неравномернозернистый полимиктовый песчаник с хлорит-гидрослюдистым цементом.

Конгломераты отличаются от гравелитов галечниковой, гравийно-галечниковой или (в основании кабулинской толщи) - крупногалечниковой структурой. Галька и редкие валуны в крупногалечниковых разностях представлены в основном кремнистыми породами, иногда песчаниками; встречаются также уплощенные

глыбы кремнистых пород (отторженцы подстилающих образований) размером до 1,5 м.

Седиментационные брекчии имеют темно-серую окраску, брекчиевую текстуру, псаммопсефитовую структуру. Обломки неправильной формы (40-50% объема породы) представлены алевролитами и кремнисто-глинистыми породами. Заполнитель - мелкозернистый песчаник.

Базальты - темно-серые с зеленоватым оттенком породы, с массивной или миндалекаменной текстурой и интерсертальной структурой. Они сложены лейстами (длиной до 1,5 мм) альбитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены хлоритизированным стеклом с вростками магнетита и сульфидов, и редкими зернами темноцветного минерала, полностью замещенного карбонатом. Мелкие (до 5 мм) миндалины представлены кальцитом.

Авгититы представляют собой зеленовато- или темно-серые породы с миндалекаменной текстурой и мелкопорфировой структурой. Фенокристаллы принадлежат авгиту, лабрадору, реже баркевикиту и занимают около 30% объема породы. По авгиту и баркевикиту развиваются актинолит, биотит, боулингит, хлорит, по лабрадору - альбит и хлорит. Миндалины сложены боулингитом и актинолитом. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру, обусловленную мелкими лейстами плагиоклаза, погруженными с бурое стекло с "сыпью" рудных и вторичных (актинолит, сфен, боулингит, хлорит) минералов.

Туфы основного состава имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет. Структура их кристаллолитокластическая псаммитовая, текстура массивная. Обломки размером 0,3-1 мм (30% объема породы) представлены хлоритизированным и актинолитизированным стеклом с микролитами пироксена, авгитом, авгититами с интерсертальной или микролитовой структурой. Цементирующая масса базальная, по составу хлорит-лейкоксовая.

Известняки - серые или светло-серые микрозернистые породы с сахаровидным изломом.

### Верхний отдел

Верхнемеловые образования, распространенные в пределах Сихотэ-Алиньской вулcano-плутонической системы, представлены синанчинской свитой, нерасчлененной приморской серией и самаргинской свитой.

**Синанчинская свита ( $K_2sn$ )** обнажается на ограниченных площадях в верхнем течении р. Самарга (5 км<sup>2</sup>) и в истоках р. Лев. Чуи (около 1 км<sup>2</sup>). Свита сложена андезитами и туфами среднего состава, залегающими субгоризонтально (судя по дешифрирующей границе покрова в истоках р. Лев. Чуи) на смятых в складки отложениях журавлевской и ключевской свит; перекрывается с размывом, но без углового несогласия, приморской серией. Магнитная восприимчивость пород свиты составляет  $335 \times 10^{-5}$  ед.СИ, средняя плотность - 2,57 г/см<sup>3</sup>. Из-за небольших площадей выходов в физических полях свита не выделяется.

В составе свиты преобладают андезиты (70% объема), слагающие нижнюю часть разреза, выше залегают туфы среднего состава. Последние в виде маломощных непротяженных линз встречаются также внутри андезитового покрова.

Мощность свиты, исходя из разницы гипсометрических отметок подошвы и кровли, составляет 300-350 м.

Андезиты представляют собой серые, зеленовато-серые порфировые, реже сериальнопорфировые или гломеропорфировые породы с пилотакситовой, микролитовой и гиалопилитовой структурами основной массы. Порфировые выделения (20-30% объема породы) размером до 1,5 мм представлены серицитизированным и сосюритизированным плагиоклазом № 50-60, роговой обманкой, нередко полностью замещенной хлоритом и эпидот-цоизитовым агрегатом, редко моноклинным пироксеном, в том числе в сростках с плагиоклазом. Основная масса состоит из переменного количества микролитов плагиоклаза и стекла, пропитанного гидроокислами железа. Из акцессорных минералов встречается циркон. По химическому составу, определенному на прилегающей с юга территории [25], андезиты относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом, бедных щелочами, и характеризуются весьма высокой глиноземистостью.

Туфы среднего состава имеют темно-серый цвет и псаммопсефитовую витролитокристаллокластическую структуру. Кластический материал (70-80%) представлен андезитами с гиалопилитовой структурой и с миндалинами цеолитов, плагиоклазом № 50-60, редко вулканическим стеклом. Сортировка обломков плохая, форма угловатая, оскольчатая. Цемент пепловый, базального и порового типа. Пепловые частицы сложены хлоритом и альбитом.

Принадлежность покровов синанчинской свите сеноман-туронского возраста определяется их составом и стратиграфическим положением.

**Приморская серия нерасчлененная (*K<sub>pr</sub>*)** выделена на разобщенных участках площадью от 10 до 50 км<sup>2</sup> - на левобережье р. Кабули, в верхнем течении р. Самарга и на левобережье р. Самарга ниже устья р. Перепадная. Серия сложена риолитами, туфами кислого состава, дацитами, игнимбритами риолитов, редко риодацитами.

Субгоризонтальное налегание риолитов на дислоцированные геосинклинальные отложения наблюдалось на левом борту долины верхнего течения р. Самарга, а в бассейне руч. Залесный установлено, что в основании серии залегает горизонт (1-10 м) своеобразных туфов кислого состава, содержащих обломки подстилающих алевролитов [16]. Непосредственное взаимоотношение серии с синанчинской свитой наблюдалось в верхнем течении р. Самарга [16]. Здесь в зоне разлома сохранился блок, в котором туфы среднего состава контактируют с вышележащими туфами кислого состава; в последних присутствуют обломки подстилающих туфов. В бассейне р. Самарга серия частично перекрывается кузнецовской и кизинской свитами, а на прилегающей с юга территории [25] - самаргинской свитой.

Плотность вулканитов меняется в пределах 2,41-2,57 г/см<sup>3</sup>. Благодаря дефициту плотности, наиболее крупная вулканическая постройка в бассейне р. Самарга обуславливает понижение поля силы тяжести. В магнитном поле она характеризуется незначительным повышением напряженности, согласуется с невысокой магнитной восприимчивостью пород (66 - 133x10<sup>-5</sup>ед.СИ). На аэрофотоснимках покровы серии практически не дешифрируются.

Серия имеет неоднородное строение. Ее разрез, изученный на левобережье р. Иктами [16], следующий:

1. Дациты порфиновые зеленовато-серые, редко риодациты.....	40
2. Туфы кислого состава витрокластические псаммитовые.....	40
3. Дациты порфиновые зеленовато-серые и зеленовато-бурые.....	70
4. Туфы кислого состава литовитрокластические псефитовые.....	65
5. Риолиты светло-серые.....	15
6. Туфы кислого состава кристалловитрокластические псаммопсефитовые.....	40
7. Риолиты стекловатые зеленовато-серые.....	35
8. Игнимбриты риолитов светло-серые.....	30
9. Туфы кислого состава витрокластические псаммитовые.....	40
10. Риолиты, игнимбриты риолитов светло-серые.....	85
11. Туфы кислого состава витрокластические светло-серые.....	50
12. Дациты порфиновые зеленовато-серые.....	50
Всего:	560 м

В верхнем течении р. Самарга резко преобладают туфы кислого состава. Им подчинены риолиты, залегающие в основании серии и иногда среди туфов в средней части разреза. Покров на левобережье р. Кабули практически нацело сложен риолитами; иногда в нижней части появляются потоки риодацитов.

Мощность серии составляет 550-600 м.

Риолиты - порфиновые, иногда афировые породы светло-серого с розоватым или зеленоватым оттенком цвета, имеющие массивную и флюидальную текстуры. Вкрапленники (15-20%, иногда 40% объема породы) размером от 0,1 до 2,5 мм представлены оплавленными кристаллами кварца, идиоморфными кристаллами олигоклаза, редко калишпата, иногда биотитом. Они часто образуют гломеропорфиновые сростки. Основная масса имеет фельзитовую, микрофельзитовую, гиалопилитовую, редко микропойкилитовую структуры со следами течения. Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, турмалином. Изредка в породах встречаются обломки песчаников, алевролитов, андезитов, дацитов, риолитов. По химическому составу риолиты относятся к классу пересыщенных кремнеземом и к весьма высокоглиноземистым породам, имеют повышенную щелочность, близкую к трахириолитам (8,1%), при преобладании калия над натрием и низкое содержание кальция.

Туфы кислого состава имеют серый, светло-серый, иногда голубовато- или зеленовато-серый цвет и разнообразный состав. Это - литокристаллокластические, кристаллокластические, литовитрокластические, по размерности обломочного материала - псаммопсефитовые, псаммитовые, пелитовые породы с массивной, иногда псевдофлюидальной текстурой. Кластический материал плохо отсортирован и представлен оскольчатými зернами кварца, плагиоклаза, калишпата, обломками риолитов, вулканического стекла, пепловых туфов, андезитов, алевролитов и песчаников. Цементирующая масса базального или порового типа, сложена пепловыми частицами, чаще всего перекристаллизованными в кварц-полевошпатовый агрегат с микрофельзитовой структурой. По химическому составу туфы не отличаются от риолитов.

Дациты - зеленовато-серые массивные породы, имеющие порфировую и сериально-порфировую структуры с фельзитовой или микропойкилитовой основной массой. Вкрапленники (15-20% объема породы) размером до 3 мм представлены

альбитизированным и серицитизированным плагиоклазом, редко оплавленным кварцем, иногда биотитом и практически полностью замещенной хлоритом и эпидотом роговой обманкой. Основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав, иногда включает обломки андезитов, риолитов и алевролитов. По химическому составу дациты, как и риолиты, относятся к классу пересыщенных кремнеземом и являются весьма высокоглиноземистыми породами нормальной щелочности, но содержат больше кальция.

Игнимбриты риолитов имеют светло-серый, иногда розовато-серый цвет, литокристаллокластическую или кристаллокластическую структуру, фельзитовую и гиалиновую основную массу. Кристаллокласты представлены кварцем, плагиоклазом, редко калишпатом и биотитом; литокласты - алевролитами и песчаниками. Они составляют 15-30% объема породы и имеют размер от 0,3 до 3 мм. Основная масса с псевдофлюидальной текстурой содержит линзовидные фьямме.

Риодациты отличаются от риолитов более темной окраской, преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза над кварцем и повышенным содержанием щелочей.

На территории листа в рассмотренных породах органических остатков не обнаружено. На прилегающей с юга площади [25], в междуречье Горностайка-Стремительная (бассейн р. Самарга), в туфах известны отпечатки сенон-датской флоры, встречающиеся совместно с остатками турон-кампанской флоры в отложениях приморской серии стратотипической местности Приморья, где серия разделена на две свиты близкого состава. Для риолитов бассейна р. Стремительная имеется также радиологическое определение возраста калий-аргоновым методом по валовой пробе в 74 млн. лет. Учитывая эти данные и стратиграфическое положение, описанные вулканиты кислого состава отнесены к нерасчлененной приморской серии турон-кампанского возраста.

**Самаргинская(?) свита ( $K_2sm?$ )** обнажена в тектоническом блоке на правобережье р. Хор у западной границы территории, где частично перекрыта кизинской свитой. Свита сложена туфами среднего состава и андезитами. Вулканиты индуцируют слабо дифференцированное магнитное поле напряженностью 200-300 нТл, что согласуется с магнитной восприимчивостью пород (от 15 до  $634 \times 10^{-5}$  ед.СИ). Средняя плотность вулканитов - 2,61 г/см<sup>3</sup>, такая же, как у большинства осадочных пород района. На аэрофотоснимках по террасовидным уступам дешифрируются фрагменты границ потоков внутри свиты, свидетельствующие о субгоризонтальном залегании пород.

По элювиально-делювиальным развалам установлено следующее строение свиты:

1. Андезиты массивные зеленовато-серые.....	60
2. Туфы среднего состава кристаллокластические полосчатые темно-серые.....	80
3. Андезиты массивные зеленовато-серые.....	120
4. Туфы среднего состава кристаллокластические массивные черные.....	180
Всего:	440 м

Судя по дешифрирующимся элементам внутри покровов андезитов, мощность отдельных потоков равна 15-30 м.

Общая мощность свиты составляет около 500 м.

Туфы среднего состава имеют крупнопсаммитовую кристаллокластическую структуру. Кластический материал (60-70% объема породы) представлен оскольчатыми обломками и призматическими кристаллами плагиоклаза, опациitized роговой обманки, уралитизированного моноклинного пироксена и единичными обломками андезитов. Пепловый цемент замещен хлоритом, эпидотом, волокнистым актинолитом со стяжениями рудного минерала. По химическому составу туфы близки к андезибазальтам и являются высокоглиноземистыми породами. Спектральным анализом в них установлены повышенные концентрации (1,5-2 кларка) молибдена, кобальта, хрома, марганца.

Андезиты - порфиновые породы. Вкрапленники (20-50%) размером до 5 мм сложены слабо серицитизированным плагиоклазом № 30-40, реже уралитовой роговой обманкой. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру. Акцессорный минерал - апатит.

На основании сходства состава описанных образований с образованиями, залегающими стратиграфически выше приморской серии на прилегающей с юга территории [25], рассмотренные вулканиты отнесены к самаргинской свите маастрихтского возраста.

#### Палеогеновая система

##### Палеоцен

**Свита Кандахэ ( $P_1kn$ )** обнажается вдоль долины р. Хор, где она выполняет линейные грабены (до 2x10 км) в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского разлома и поэтому стратиграфических контактов с подстилающими образованиями не имеет. Сложена свита алевролитами, андезитами, редко дацитами, туфами среднего состава и песчаниками. Породы отличаются низкой плотностью - 2,54 г/см<sup>3</sup>. Занимая сравнительно небольшие площади, дистанционными методами ее выходы не фиксируются.

Строение свиты неоднородное. В грабене на правом берегу р. Хор обнажен существенно алевролитовый разрез с редкими маломощными прослоями песчаников. Он, видимо, характеризует строение нижней части свиты. Вышележащие горизонты наблюдаются в другом грабене, на левом берегу долины реки, где обнажаются андезиты, редко дациты с пластами туфов среднего состава и алевролитов, мощность которых достигает нескольких десятков метров.

Суммарная мощность свиты составляет 300-400 м.

Алевролиты - темно-серые, черные однородные породы с алевритовой, реже псаммоалевритовой структурами, отличающиеся от аналогичных более древних пород слабой степенью литификации.

Песчаники также слабо сцементированы, имеют буровато-серый цвет, средне-мелкозернистую и крупнозернистую структуры. Обломочный материал плохо отсортирован; иногда встречаются гравийные обломки, сложенные алевролитами и кремнистыми породами, постоянно присутствуют чешуйки слюдястых минералов.

Андезиты имеют серый, темно-серый с зеленоватым оттенком цвет и сериально-порфиновую структуру. Вкрапленники размером от 0,3 до 2 мм (15-20% объема породы) сложены плагиоклазом, по которому развиваются серицит и альбит,

реже темноцветными минералами, полностью замещенными волокнистым хлорит-актинолит-эпидотовым агрегатом. Основная масса с гиалопилитовой и пилотакситовой структурами представлена микролитами плагиоклаза, погруженными в хлоритизированное и эпидотизированное стекло. Встречаются миндалины халцедона и хлорита.

Дациты отличаются от андезитов более кислым составом основной массы, представляющей собой кварц-полевошпатовый агрегат с микрофельзитовой структурой.

Туфы среднего состава имеют зеленовато-серый цвет, массивную текстуру и псефопсаммитовую литокристаллокластическую структуру. Кластический материал (80%) сложен плагиоклазами, псевдоморфозами хлорита по темноцветным минералам; до 10% обломков приходится на андезиты с интерсертальной и гиалопилитовой структурами. Пепловый цемент замещен хлоритом, эпидотом и гидрослюдами.

Возраст свиты принимается датским на основании находок растительных остатков на прилегающей с севера территории [24] в отложениях, имеющих близкий состав и занимающих аналогичное положение в грабенах Центрального-Сихотэ-Алинского разлома.

#### Палеоцен – эоцен

**Кузнецовская(?) свита ( $P_{1-2}kz?$ )** выделена на северо-западе (бассейн р. Хор) и юго-востоке (бассейн р. Самарга) территории листа, где представлена субгоризонтальными или слабо наклонными в сторону долин водотоков покровами, перекрывающими разновозрастные геосинклинальные образования и вулканиты приморской серии.

Свита сложена андезибазальтами, трахибазальтами, в меньшей степени туфами основного состава. Породы обладают относительно низкой плотностью ( $2,64 \text{ г/см}^3$ ) и достаточно высокой магнитной восприимчивостью ( $464 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ ), благодаря чему в бассейне р. Хор выходы свиты индуцируют магнитное поле напряженностью до 400 нТл, а в бассейне р. Самарга, очевидно, за счет прямой и обратной намагниченности пород в разных потоках - дифференцированное поле напряженностью от -800 до 300 нТл. На аэрофотоснимках она не фиксируется.

В составе свиты распространены преимущественно андезибазальты, реже трахибазальты, практически неотличимые друг от друга макроскопически. Роль трахибазальтов несколько возрастает в верхнем течении р. Самарга. Туфы основного состава присутствуют на водоразделе Самарга-Иктами, где образуют пласт мощностью около 40 м в верхах разреза.

Мощность свиты, подсчитанная по разности гипсометрических отметок подошвы и кровли, составляет 200-350 м.

Андезибазальты имеют темно-серый цвет, интерсертальную или гиалопилитовую структуру и сложены беспорядочно ориентированными лейстами ( $0,1 \times 0,5 \text{ мм}$ ) плагиоклаза № 50-60, в интерстициях между которыми заключены зерна авгита (20%) и магнетита, или же состоят из вулканического стекла с погруженными в него микролитами (40-50%) плагиоклаза и пироксена.

Акцессорный минерал - апатит. Породы имеют нормальную щелочность и высокую глиноземистость.

Трахибазальты отличаются от андезибазальтов более основным составом плагиоклаза, содержат редкие вкрапленники оливина размером до 0,6 мм, характеризуются высокой щелочностью (7,0%) при преобладании натрия над калием и также, как и андезибазальты, являются высокоглиноземистыми породами.

Туфы основного состава - литокристаллокластические породы с алевропсаммитовой структурой. Кластический материал представлен обломками плагиоклаза и андезибазальтов. Цемент базальный, тонкопепловый.

Рассмотренные вулканы залегают гипсометрически ниже кизинской свиты. Калий-аргоновые датировки андезибазальтов по валовым пробам в 36 и 37 млн. лет [16] соответствуют эоцену. Учитывая эти данные, описанные образования отнесены к палеоцен-эоценовой кузнецовской(?) свите, которой соответствуют по составу.

### Неогеновая система

#### Миоцен

**Кизинская свита ( $N_1kz$ )** представлена юго-западной оконечностью крупного покрова на правом берегу р. Хор и небольшими фрагментами (от 0,02 до 11 км<sup>2</sup>) покровов на водоразделах в различных частях района, преимущественно в бассейнах рек Самарга и Анюй. Покровы залегают субгоризонтально или слабо наклонены в сторону долин водотоков, перекрывая разновозрастные осадочные и магматические образования, в том числе покровы кузнецовской(?) свиты.

Свита сложена базальтами, в незначительных количествах присутствуют галечники и суглинки.

Наиболее крупные покровы на аэрофотоснимках отличаются пятнистым фототонном, уплощенными, сглаженными формами рельефа с террасовидными уступами, фиксирующими, видимо, границы потоков, в том числе с подстилающими образованиями. На участках наибольшей мощности (правом берегу р. Хор) породы свиты индуцируют положительные аномалии интенсивностью до 800 нТл, что хорошо согласуется с магнитной восприимчивостью базальтов ( $175-3750 \times 10^{-5}$  ед.СИ). Средняя плотность базальтов, из-за их пористости, невысокая - 2,64 г/см<sup>3</sup>.

Всюду в составе свиты распространены сливные афировые, иногда сериально-порфиоровые, редко пористые базальты. Пористые разности, как правило, тяготеют к кровле, но нередко наблюдаются и в основании потоков; в последних случаях поры часто заполнены карбонатом и халцедоном. Породы имеют свежий облик, черный, темно-серый, пепельно-серый цвет. Вкрапленники размером от 0,1 до 2 мм составляют 10-20% объема породы, сложены моноклинным, реже ромбическим пироксеном, оливином и плагиоклазом № 55-60. Основная масса интерсертальной и пилотакситовой структуры состоит из лейст плагиоклаза (до 65%), зерен моноклинного пироксена (10-35%) и вулканического стекла (до 5%). Из акцессорных минералов встречаются магнетит и апатит. Обычно базальты непосредственно налегают на более древние породы и только в бассейне р. Анюй их

подстилают рыхлые аллювиальные отложения, которые отнесены к свите условно. Их разрез ниже устья р. Мал. Бира следующий [29]:

1. Галечники с суглинистым заполнителем (10%).....	0,5
2. Суглинки буровато-желтые с примесью гальки (до 40%) и редких валунов.....	1,1
Всего:	1,6 м

Максимальная мощность рыхлых отложений не превышает 12 м [29].

Полная мощность свиты колеблется от 40 до 170 м.

По петрографическому составу рассмотренные базальты могут принадлежать как кизинской, так и совгаванской свитам. Наличие выполнений пор, характерное только для более древних из этих пород, а также калий-аргоновые датировки в 12-28 млн. лет и несколько повышенная щелочность (в некоторых разностях), установленные для аналогичных базальтов на сопредельных с севера [24] и юга [25] территориях, послужили основанием для отнесения их к кизинской свите миоценового возраста.

### Четвертичная система

Четвертичные отложения распространены практически повсеместно. Они расчленены на ряд генетических типов и отнесены к нижнему, среднему и верхнему звеньям неоплейстоцена и голоцену.

#### Неоплейстоцен Нижнее звено

**Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы ( $aQ_1/a^3I$ )** занимают два разобщенных участка площадью 0,5 и 1 км<sup>2</sup>, возвышающихся над долиной р. Самарга на 140-300 м. На аэрофотоснимках они выделяются в виде сnivelированных площадок.

Разрез отложений изучен на водоразделе ручьев Кадасагани и Березовый [16]. Верхняя часть разреза сложена желтовато-серыми песками с примесью глины и гальки, нижняя - галечниками с валунами и разнотернистым песчаным заполнителем.

Мощность отложений не превышает 5 м.

Выявленный в отложениях спорово-пыльцевой комплекс, по заключению Е.Я. Назаренко [16], характерен для границы нижнего и среднего неоплейстоцена. На основании высокого гипсометрического положения относительно русла р. Самарга возраст отложений принят раннеоплейстоценовым.

#### Среднее звено

**Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы ( $aQ_{II}/a^2II$ )** имеют ограниченное распространение в долинах рек Хор и Анюй. Границы отложений хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках по уступам цокольных террас высотой 10-20 м, обрывающихся к руслам рек. Отложения представлены галечниками с

валунами и супесью, суглинками, песками. Их разрез на правом берегу р. Хор выглядит следующим образом [25] (описание разрезов четвертичных отложений приводится сверху-вниз, мощность - в метрах):

1. Суглинки желтые с примесью (до 20%) песка, гравия и редкой гальки.....	1,7
2. Галечники с гравийным заполнителем и примесью (20-30%) супеси .....	2,1
3. Галечники с примесью (20%) гравия и песка .....	0,4
Всего:	4,2 м

В целом близкое строение имеют разрезы отложений по р. Анюй [29], отличаясь лишь присутствием валунов в составе галечниковых горизонтов. Валунно-галечный и гравийный материал обычно плохо отсортирован и представлен породами различного состава. Валунны и галька хорошо, редко плохо окатаны. Пески, как правило, среднезернистые. Количество супесей и суглинков непостоянно и колеблется в широких пределах - от 15 до 60%.

Мощность отложений составляет 10-25 м.

Отложения отнесены к среднему неоплейстоцену на основании заключений Л.Л.Казачихиной, датировавшей соответствующим временем спорово-пыльцевой комплекс, выявленный в отложениях террас этого уровня долины р. Анюй [29].

#### Верхнее звено

**Ледниковые отложения ( $gQ_{III}/gIII$ )** имеют крайне ограниченное распространение и установлены лишь в верховьях рек Анюй и Перепадная на абсолютных отметках свыше 1500 м. Они хорошо выделяются на аэрофотоснимках мелкобугристым микрорельефом и пятнистым фототонном на фоне параллельно-струйчатого рисунка стенок ледниковых цирков.

Представлены отложения несортированными неокатанными и полуокатанными глыбами с подчиненным количеством супеси и щебня.

Мощность ледниковых отложений, судя по высоте моренных валов и глубине вреза водотоков, составляет 10-15 м.

По представлениям Г.С.Ганешина [4], горное оледенение на Сихотэ-Алине имело место в средне- и позднечетвертичное время. Учитывая хорошую сохранность ледниковых структурных форм, возраст отложений принимается поздненеоплейстоценовым.

**Озерно-аллювиальные отложения ( $laQ_{III}/laIII$ )** распространены в долине р.Хор ниже устья р.Сооли на площади более 50 км<sup>2</sup>. На аэрофотоснимках они имеют пятнистый светло-серый фототон и выровненную, без резких перегибов поверхность.

Разрез отложений изучен на правобережье руч. Гу [25]. Он представлен светло-желтыми и голубовато-серыми глинами, содержащими в нижних частях примесь валунов, гальки и песка.

Максимальная мощность отложений оценивается в 15 м.

Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в пробах из этих отложений, имеет, по заключению Л.Л.Казачихиной, поздненеоплейстоценовый возраст [25].

**Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы ( $aQ_{III}/aIII$ )** установлены в долинах всех крупных рек района. На аэрофотоснимках они имеют

однообразный темно-серый фототон. По уступам террас высотой 3-8 м часто дешифрируются границы отложений.

Отложения представлены галечниками с валунами, суглинками, песками, глинами. Основной объем отложений в долинах рек Анюй, Хор и Чуи слагают галечники с примесью песка и гравия, в верхах разреза преобладают пески, а в нижних частях присутствуют валуны. В долине р.Самарга верхняя часть разреза представлена глинами с примесью гальки. Для отложений характерна хорошая окатанность обломочного материала.

Максимальная мощность отложений достигает 25 м.

Спорово-пыльцевой комплекс из проб, отобранных в долинах рек Чуи [25] и Самарга [16], характеризуется преобладанием хвойной растительности и имеет позднелепестовый возраст.

### Верхнее звено неоплейстоцена - голоцен

Верхнелепестовые-голоценовые отложения представлены различными генетическими типами.

**Пролувиальные и делювиальные отложения (p,dQ<sub>III-IV</sub>/p,dIII-H)** слагают шлейфы площадью от 1,5 до 6 км<sup>2</sup> вдоль основания склонов долин рек Хор, Анюй, Огоми, Самарга, Лев.Чуи и выстилают днище впадины площадью 9 км<sup>2</sup> в верховье руч. Джамбусикти-Бюсани. На аэрофотоснимках они выделяются ровным серым фототонном и бугристым микрорельефом пологих склонов, прилегающих к долинам водотоков.

Отложения представлены несортированными угловатыми и полуокатанными щебнем, дресвой, отдельными глыбами, заключенными в супесчано-суглинистом субстрате. Вещественный состав обломков отражает все различия коренных пород, залегающих выше по склону.

Мощность отложений составляет 10-15, а, возможно, и более метров.

**Коллувиальные и солифлюкционные отложения (c,sIII-H)** формируются на крутых и средней крутизны склонах. На аэрофотоснимках они имеют серый фототон, пятнистую, за счет осыпей, текстуру и часто характерную пунктирную полосчатость поперек склонов, отражающую места отрыва оползней.

В зависимости от физических свойств и состава подстилающих пород, отложения представлены оплывно-оползневыми, оплывно-осыпными, редко оплывно-обвальными разновидностями. Последние имеют ограниченное распространение в междуречье Огоми-Перепадная, где сохранились остатки ледниковых цирков с крутыми (свыше 30°) обрывистыми склонами. Отложения представлены несвязанным, в основном глыбовым, материалом. Оплывно-оползневые отложения, преимущественно щебнисто-суглинистого состава, образуют на склонах средней крутизны слабо выраженные террасовидные наплывы, обуславливающие комбинированный выпукло-вогнутый профиль склонов. На крутых склонах (свыше 20°) формируются оплывно-осыпные отложения, представленные незакрепленными глыбовыми осыпями с примесью щебня и суглинка. Отложения обладают некоторой сортировкой, выраженной в возрастании

размерности обломков вниз по склону. Петрографический состав обломков отражает состав подстилающих пород и пород верхней части склона.

Мощность отложений непостоянна и изменяется от 0,5 до 6 м, достигая в скоплениях обвальных масс 10 м.

**Делювиально-солифлюкционные отложения (dsIII-H)** пространственно совмещены с коллювиальными и солифлюкционными отложениями, но занимают широкие относительно пологие склоны слаборасчлененного рельефа на абсолютных высотах свыше 1000 м преимущественно в верховьях рек Прав. Чуи и Лев. Чуи. На аэрофотоснимках поля их распространения выделяются массивными формами рельефа, светло-серым пятнистым фототонем и нечетко выраженным дугообразным полосчатым рисунком наплывных уступов.

На склонах с углами наклона 3-5° отложения представлены суглинками с примесью дресвы и щебня. На более крутых склонах (10-15°), преимущественно на участках распространения магматических и ороговикованных пород, развиваются курумы, сложенные несвязанными глыбами 2-3 класса окатанности с незначительной примесью дресвы и суглинка. Вещественный состав отложений соответствует составу коренных пород верхней части склона и подстилающих пород.

Мощность отложений колеблется от 0,5 м в верхних частях склонов до 5 м в нижних.

**Элювиально-делювиальные отложения (edIII-H)** распространены на слабо наклонных приводораздельных участках склонов. По этим геоморфологическим признакам они выделяются на аэрофотоснимках. Отложения представлены щебнем, дресвой, супесями и суглинками. Гранулометрический состав отложений меняется в зависимости от подстилающих образований: в местах распространения вулканических и ороговикованных пород преобладает щебень, на интрузивных породах – дресва, а на осадочных – супеси и суглинки. Петрографический состав обломков соответствует составу подстилающих коренных пород.

Мощность отложений варьирует от 0,2 м в верхних частях склонов до 5 м на склонах, бронированных покровами базальтов.

**Коллювиальные и делювиальные отложения (с,dIII-H)** распространены на крутых склонах сильно расчлененного рельефа, характерного для северо-восточной (междуречье Анюй-Хор) и юго-восточной (бассейн р.Самарга) частей территории. На аэрофотоснимках отложения имеют темно-серый фототон и пятнистую текстуру.

Коллювиальные и делювиальные отложения формируются в виде полужакрепленных глыбово-щебнистых с суглинистым заполнителем осыпей на устойчивых магматических и ороговикованных породах, и оползневых щебнисто-дресвяных с супесчаным заполнителем масс на породах осадочного происхождения. Петрографический состав обломков отражает состав пород, залегающих в верхней части склона.

Мощность отложений закономерно возрастает от 0,5 м в приводораздельной части склона до 10 м в его подножье.

**Делювиальные отложения (dIII-H)** залегают в основном на пологих и средней крутизны придолинных участках выполаживающихся склонов на

правобережье р.Хор и в бассейнах рек Кабули, Самарга, Анюй. На аэрофотоснимках отложения имеют ровную текстуру и темно-серый фототон.

Обломочный материал, представленный в основном дресвой и щебнем с супесчаным заполнителем (50-60%), по петрографическому составу, в общем, соответствует коренным породам верхней части склона. Часто эти отложения обладают неясной параллельной склону сортировкой и слоистостью, подчеркнутой соответствующей ориентировкой удлиненных обломков.

Мощность делювиальных отложений непостоянна и колеблется от 0,5м на верхних участках склонов до 5 м, иногда 10 м у их подножий.

**Элювиальные отложения (eП-Н)** имеют незначительное распространение на выровненных субгоризонтальных участках широких водоразделов и на поверхности базальтовых покровов. По этим геоморфологическим признакам они выделяются на аэрофотоснимках и не имеют четких границ с элювиально-делювиальными отложениями. Состав и размерность обломочного материала в основном зависят от физических свойств подстилающих коренных пород, подвергшихся разрушению. В местах распространения магматических и ороговикованных пород преобладают глыбовые отложения с супесчаным заполнителем (до 10%), на осадочных породах - дресвяные с супесчаным заполнителем (до 50%), а на базальтовых покровах - глыбовые и существенно супесчано-суглинистые.

Мощность отложений составляет 0,5-0,7 м.

На левобережье р. Хор установлено [25] переслаивание щебнисто-суглинистых отложений с палинологически охарактеризованными озерно-аллювиальными глинами позднеплейстоценового возраста. Поскольку формирование всех склоновых отложений продолжается и в настоящее время, их возраст принимается позднеплейстоценовым-голоценовым.

## Голоцен

**Аллювиальные отложения поймы (aQ<sub>н</sub>/aН)** развиты в долинах рек и ручьев повсеместно. Высокая пойма сложена галечниками, гравийниками, песками и супесями с незначительной примесью валунов. Отложения низкой поймы и русловая фация представлены преимущественно валунно-галечными отложениями с песчано-гравийным заполнителем. Реже, преимущественно в районах распространения вулканитов, в составе русловой фации появляется глинистый материал. В составе старичной фации распространены глины и илы, встречаются супеси и пески, образующие маломощные прослои. Обломочный материал отложений характеризуется хорошей окатанностью в нижних течениях рек и плохой - в верховьях. В составе обломков распространены практически все известные в районе разности пород.

Мощность отложений изменчива. На некоторых участках реки протекают практически по коренным породам. Максимальная же мощность отложений составляет не менее 20 м.

Отложения высокой поймы содержат споро-пыльцевой комплекс, сходный с растущей в районе растительностью [25], а русловые фации формируются и в настоящее время.

### 3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования занимают около 25% площади листа. Среди них выделены позднеюрские-раннемеловые, раннемеловые, ранне-позднемеловые, позднемеловые, палеоценовые, эоценовые и миоценовые субвулканические и плутонические интрузии, объединенные в 10 комплексов.

#### Позднеюрские - раннемеловые интрузии

**Светлореченский комплекс ультраосновных фойдитов.** Субвулканические мончикиты, авгититы, эссекситы, трахибазальты, автомагматические брекчии авгититов, редко пикритов ( $oJ_3-K_1sr$ ); дайки авгититов ( $oJ_3-K_1sr$ ), эссекситов ( $\epsilon vJ_3-K_1sr$ ), трахибазальтов ( $\tau\beta J_3-K_1sr$ ), мончикитов ( $^{mn}\chi J_3-K_1sr$ ), меймечитов ( $\tau\omega J_3-K_1sr$ ), сиенитов ( $\xi J_3-K_1sr$ ) распространены среди образований джаурской, сангинской свит и светлореченской толщи в верхнем течении р. Хор, в истоках р. Прав. Чуи, в бассейне р. Лев. Чуи и в нижнем течении р. Кабули. Нельзя исключать, что некоторые тела авгититов, после специальных исследований, могут быть отнесены к стратифицированным образованиям в составе светлореченской толщи.

На аэрофотоснимках сглаженными ступенчатыми формами рельефа выделяются только крупные тела в нижнем течении р. Кабули и в истоках р. Прав. Чуи. Несмотря на столь разнообразный состав, все породы, за исключением сиенитов, имеют высокие средневзвешенные значения плотности ( $2,97 \text{ г/см}^3$ ) и магнитной восприимчивости ( $1305 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ ). Благодаря таким свойствам пород, интрузии хорошо выделяются в физических полях - возмущают интенсивные положительные гравиметрические и магнитные (до 5000 нТл в бассейне р. Кабули) аномалии.

Тела ультраосновных фойдитов приурочены к тектонически ослабленным зонам. Они вытянуты в северо-восточном направлении, имеют ширину от нескольких десятков метров до 2,5 км, протяженность до 12 км. Судя по характеру магнитных аномалий и прямым наблюдениям [25], контакты тел крутопадающие ( $60-80^\circ$ ) или субвертикальные. Вмещающие породы ороговикованы на ширину от первых метров до 60 м (у крупных тел), в эндоконтакте образуются зоны закалки мощностью 3-10 см и появляются флюидално-полосчатые текстуры пород.

Дайки ультраосновных фойдитов располагаются преимущественно вблизи субвулканических тел. Мощность их варьирует от первых метров до 100 м, протяженность - от первых сотен метров до 4 км. Простираение даек, как правило, северо-восточное.

Внутреннее строение интрузий очень сложное и трудно поддается расшифровке. В целом устанавливается, что центральные части большинства

наиболее крупных тел сложены лучше раскристаллизованными породами - мончикитами либо эссекситами. В приконтактных зонах они переходят в авгититы и трахибазальты. Нередко такая закономерность нарушается - можно наблюдать, что небольшие тела и дайки представлены хорошо раскристаллизованными эссекситами, мончикитами, а крупные интрузии состоят в основном из трахибазальтов и авгититов.

Отмечаются также некоторые вариации состава тел в зависимости от местоположения. Так, в нижнем течении р. Кабули и в бассейне р. Лев. Чуи наиболее широко распространены мончикиты и авгититы, им подчинены трахибазальты и эссекситы. В верхнем течении р. Хор в составе интрузий возрастает роль эссекситов и трахибазальтов по сравнению с авгититами и мончикитами, появляются дайки меймечитов. В истоках р. Прав. Чуи тела сложены в основном авгититами, а также автомагматическими брекчиями пикритов. В строении практически всех интрузий участвуют автомагматические брекчии авгититов, которые слагают узкие приконтактные зоны и отдельные участки внутри тел. Дайки сиенитов залегают среди кремнистых пород джаурской свиты на правом берегу р. Прав. Чуи и среди авгититов в бассейне р. Кабули, образовавшись, видимо, в результате кристаллизации остаточных расплавов.

Макроскопически все различия пород, за исключением сиенитов, похожи друг на друга. Они имеют темно-зеленый, черный или темно-серый цвет массивную, иногда миндалекаменную или флюидально-полосчатую текстуру и преимущественно порфиристую структуру. Более или менее уверенно можно диагностировать лишь лучше раскристаллизованные различия - мончикиты и эссекситы.

В мончикитах вкрапленники составляют 15-50% объема породы и представлены довольно крупными (0,5-5 мм) кристаллами титан-авгита, баркевикита, редко биотита. Основная масса призматическизернистой структуры сложена титан-авгитом, баркевикитом, находящимися в разных количественных соотношениях, и биотитом (до 10%). Постоянно присутствуют апатит (1-1,5%), магнетит и ильменит (до 5%), редко сфен, циркон, пирит. В некоторых различиях мончикитов, в том числе слагающих дайки, вкрапленники представлены только баркевикитом, а аллотриоморфнозернистая основная масса сложена титан-авгитом и рудными минералами.

Параллельно с уменьшением зернистости и появлением стекла мончикиты переходят в авгититы с вкрапленниками (30-40%) титан-авгита, погруженными в основную массу с различными структурами. Авгитофирная структура обусловлена наличием микролитов титан-авгита, реже баркевикита, помещенных в стекло с продуктами его девитрификации - боулингита, актинолита, хлорита. Основная масса с криптозернистой решетчатой структурой образована слабо индивидуализированными кристаллами альбита и калишпата. Она пронизана игловидными вростками рудного минерала, образующего решетку с ромбовидными и прямоугольными ячейками, и содержит редкие микролиты титан-авгита и баркевикита. Эти структуры часто сосуществуют вместе. Авгитофирная основная масса при уменьшении количества стекла (до 5-10%) переходит в микролитовую, а при наличии в стекле микролитов только баркевикита - в гиалопилитовую. Во всех

структурных разновидностях авгититов присутствуют рудные минералы (иногда до 15%), а из аксессуарных - апатит, сфен, циркон, гранат, анатаз; встречаются миндалины, сложенные альбитом, кальцитом, хлоритом, боулингом.

В эссекситах, имеющих диабазовую структуру, содержится 40-60% плагиоклаза. Он образует удлиненно-призматические беспорядочно ориентированные кристаллы размером от 0,3 до 6 мм, в интерстициях которых наблюдаются более мелкие кристаллы титан-авгита, баркевикита, биотита, рудного минерала, апатита, иногда появляются единичные зерна анальцима и замещенного идингситом оливина.

В трахибазальтах вкрапленники (до 25%) представлены в основном авгитом, реже плагиоклазом, иногда оливином. Основная масса имеет интерсервальную структуру и сложена плагиоклазом, авгитом (20-40%), стеклом (10-25%) и подчиненными им биотитом, баркевикитом, калишпатом (иногда до 5%). В некоторых разновидностях вкрапленниками являются только кристаллы оливина, а в основной массе практически отсутствует стекло, но появляются анальцим, рудные минералы и апатит.

Автомагматические брекчии авгититов состоят из угловатых и оплавленных обломков (70-80%) размером от 1 мм до 10 см авгититов, реже мончикитов и эссекситов. Иногда в составе обломочного материала присутствуют алевролиты и кварц. Цемент сложен часто разложившимся в хлорит-боулинговую массу стеклом с микролитами авгита или криптокристаллическим альбит-калишпатовым агрегатом.

Автомагматические брекчии пикритов на 50% сложены обломками пикритов размером 5-7 мм, связанными аллотриоморфнозернистым агрегатом зерен кальцита. Пикриты, слагающие обломки, представляют собой порфиновые породы с вкрапленниками серпентинизированного оливина, заключенными в основное стекло с микролитами титан-авгита. Некоторые исследователи [19] склонны считать такие брекчии кимберлитами. Не исключено также, что эти породы являются разновидностью карбонатитов.

Меймечиты отличаются от мончикитов наличием серпентинизированного оливина во вкрапленниках, составляющих до 50% объема породы. Основная масса имеет микропризматическизернистую структуру и сложена серпентинизированным оливином, авгитом, редко биотитом.

Сиениты - мелкокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены калишпатом (65%), альбитом (30%), биотитом (3-5%); присутствуют (до 1%) сфен, апатит, рудные минералы.

По химическому составу (прил. 6), для всех разновидностей пород (кроме автомагматических брекчий пикритов) характерны низкие содержания кремнезема (40,72-45,25%, у трахибазальтов - 45,83-49,04%) высокая щелочность (сумма щелочей - 3,66-6,05%) и высокие содержания двуокиси титана (4,51-6,22%, у трахибазальтов - 1,91- 3,43%). Объединяет эти породы также повышенные концентрации олова (1,5-4,4 кларка). Автомагматические брекчии пикритов отличаются низкой щелочностью (0,34%), высокой карбонатностью (20,97%) и содержат повышенные концентрации кобальта, хрома и никеля.

С ультраосновными фойдитами генетически связана титановая минерализация непромышленного типа.

Рассмотренные субвулканические интрузии являются комагматами эффузивов покровных фаций светлореченской толщи. На основании этого возраст интрузий принимается позднеюрским - раннемеловым.

### Раннемеловые интрузии

**Каталевский комплекс базальтовый.** Субвулканические *базальты* ( $\beta K_1 kt$ ); *дайки базальтов* ( $\beta K_1 kt$ ) распространены только среди берриасских и валанжинских отложений преимущественно на право- и левобережье р. Анюй. Некоторые тела интродуцированы гранитами хунгарийского комплекса.

Базальты обладают высокой плотностью ( $2,82 \text{ г/см}^3$ ) и практически немагнитны ( $31 \times 10^{-5}$  ед.СИ). В гравитационном поле выходящие на поверхность интрузии, из-за небольших размеров, не фиксируются. Однако по характеру гравитационной аномалии предполагается не вскрытое эрозией изометричное тело в бассейне р. Мал. Бира. На аэрофотоснимках тела базальтов среди окружающих образований не выделяются.

Интрузии, обычно приурочиваясь к зонам разрывных нарушений, имеют вытянутую в северо-восточном направлении, реже изометричную в плане форму и часто осложнены дайкообразными апофизами. Ширина тел варьирует от 100 м до 1,5 км при протяженности 2-6 км. Дайки также имеют северо-восточное простирание, мощность - 1-100 м, протяженность - 0,5-1 км, редко до 3 км. Контакты тел обычно крутопадающие ( $60-80^\circ$ ) или вертикальные, секущие слоистость вмещающих пород, реже субсогласные. Ширина зон контактового метаморфизма составляет 3-10 м. В эндоконтактах проявлены зоны закалки шириной от 1-5 см у даек до 0,5 м у наиболее крупных интрузий.

Базальты представляют собой черные или темно-серые с зеленоватым оттенком афировые или порфиоровые породы. Вкрапленники размером 1-4 мм (до 40%) представлены сосюритизированным плагиоклазом, реже моноклинным пироксеном. Основная масса имеет офитовую с элементами пойкилоофитовой структуру. Она сложена удлиненными кристаллами плагиоклаза, в интерстициях которых расположены зерна моноклинного пироксена (часто до полных псевдоморфоз замещенного агрегатом актинолита, хлорита, эпидота и кальцита), рудных минералов, иногда кварца, а в менее раскристаллизованных разностях эндоконтактовых зон - стекло (5-7%). Акцессорный минерал - апатит.

Рассмотренные интрузии являются комагматами стратифицированных вулканитов, широко распространенных на прилегающей с юга территории [25] в разрезе каталевской свиты, в связи с чем для них принят аптский возраст.

**Гурские(?) габбро** ( $\nu K_1 g?$ ); *дайки габбро* ( $\nu K_1 g?$ ). Габбро слагают единственную штокообразную интрузию (в пределах территории листа располагается восточная ее часть с площадью выхода около  $2 \text{ км}^2$ ), локализованную среди образований кафэнской свиты в нижнем течении р. Кабули, и несколько даек в междуречье Кабули-Чуи, прорывающих различные образования, в том числе субвулканические интрузии авгититов светлореченского комплекса. Простирание

даек преимущественно северо-восточное, мощность - первые метры, редко до 200 м, протяженность достигает 1,5 км.

По физическим свойствам гурские габбро практически не отличаются от базальтов каталевского комплекса. Дистанционными методами сложенные ими тела не фиксируются.

Интрузия сложена преимущественно темно-зеленовато-серыми среднезернистыми габбро, в краевых частях постепенно переходящими в мелкозернистые. В эндоконтактных зонах часто встречаются ксенолиты ороговикованных, иногда сульфидизированных осадочных пород. Экзоконтактные воздействия проявлены на удалении до 500 м. Дайки сложены мелкозернистыми габбро.

Габбро среднезернистые имеют габбро-офитовую структуру, обусловленную широкопризматическими кристаллами плагиоклаза № 60-70 (около 50%), между которыми располагаются более ксеноморфные кристаллы авгита, реже (до 10%) роговой обманки, видимо, вторичной по пироксену, иногда биотита. В авгите заключены мелкие зерна оливина. Акцессорные - рудные минералы, апатит, циркон. Габбро мелкозернистые отличаются аллотриоморфнозернистой структурой и состоят из плагиоклаза № 60-70, присутствующего в равных соотношениях с актинолитизированным моноклинным пироксеном, и рудных минералов (3-5%).

Вблизи южной границы территории на сопредельной площади [25] аналогичные по составу габбро прорывают субвулканические базальты каталевского комплекса и, в свою очередь, интродированы двуслюдяными гранитами хунгарийского комплекса. На основании этих взаимоотношений возраст рассмотренных интрузий принимается раннемеловым (альбским).

### Ранне-позднемеловые интрузии

Ранне-позднемеловые интрузии отнесены к хунгарийскому комплексу.

**Хунгарийский комплекс гранитовый** представлен породами 2-х интрузивных фаз, слагающими крупный Чуинский массив, несколько тел сложной морфологии и единичные дайки в центральной части территории.

*Граниты биотитовые кордиеритсодержащие среднезернистые* ( $\gamma K_{1-2} h_1$ ) 1-й фазы слагают большую часть Чуинского массива площадью более 200 км<sup>2</sup>. Массив расположен в междуречье Прав. Чуи - Лев. Чуи среди отложений светлореченской толщи и журавлевской свиты, имеет в целом удлиненную в северо-восточном направлении форму и, вероятно, приурочен к зоне глубинного разлома, выделяющегося по данным МОВЗ. Судя по ширине зон контактового ороговикования, меняющейся от 300 до 2000 м, северо-западный контакт интрузива крутопадающий, а остальные полого погружаются в сторону вмещающих пород. Глубина распространения гранитов, вероятно, не превышает 7-8 км, так как на этой глубине, по данным гравиметрии [37], фиксируется кровля батолита палеоценовых гранитов, апофизы которого прорывают Чуинский массив.

Граниты являются практически немагнитными ( $8 \times 10^{-5}$  ед.СИ) породами. Плотность их ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ) незначительно меньше средней плотности вмещающих

пород, поэтому в физических полях интрузив не выделяется. На аэрофотоснимках он отличается от окружающих образований более пологими формами рельефа.

Контактные изменения вмещающих кремнистых пород и песчаников выражаются в их перекристаллизации с образованием гранобластовых структур. Алевролиты преобразуются в пятнистые роговики, в которых наблюдаются ступчатые скопления серицита и мусковита, развивающихся по кордиериту и андалузиту. Глинистый цемент замещается биотитом, иногда совместно с турмалином. В зоне эндоконтакта шириной в первые сотни метров в гранитах уменьшается зернистость, а в некоторых случаях понижается содержание биотита и появляются сростки последнего с мусковитом.

Граниты имеют серый или светло-серый цвет и порфирированную гипидиоморфнозернистую структуру с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и калишпату. Для них характерно неравномерное распределение чешуек биотита, образующих сростки, наличие многочисленных шпиров размером 2-5 см, а также ксенолитов (до 6 см в поперечнике) ороговикованных осадочных пород. Средний петрографический состав гранитов следующий (в %): кварц - 30,5, калишпат - 34, плагиоклаз № 25-30 - 25, ярко-рыжий биотит - 9, кордиерит - 1, мусковит - 0,5; присутствуют - апатит, циркон, монацит, ильменит, гранат, турмалин, шпинель. По химическому составу они относятся к классу пересыщенных кремнеземом, умеренно богатых щелочами и весьма высокоглиноземистых пород. Спектральным анализом устанавливаются повышенные концентрации ванадия, хрома, никеля, титана, скандия, олова, молибдена [25].

*Граниты двуслюдяные мелко- и среднезернистые ( $\gamma K_{1-2} h_2$ ); дайки гранитов ( $\gamma K_{1-2} h_2$ )* 2-й фазы образуют несколько тел в северной части Чуинского массива и восточнее его среди пород журавлевской свиты. Интрузии имеют площадь от 1 до 20 км<sup>2</sup>, извилистые в плане контуры и обуславливают относительно широкие (300-1000 м) зоны ороговикования; по-видимому, на глубине они соединяются в единый массив. Дайки приурочены к зоне разрывного нарушения северо-восточного направления; протяженность их достигает 2 км, мощность - первых сотен метров.

По физическим свойствам и характеру дешифрируемости двуслюдяные граниты не отличаются от биотитовых гранитов 1-ой фазы. Контактные воздействия сложенных ими интрузий на вмещающие осадочные породы также идентичны. Прорывание интрузивов 1-ой фазы телами гранитов 2-ой фазы установлено на сопредельной к северо-востоку территории [10].

Крупные тела сложены среднезернистыми гранитами, имеющими в эндоконтактных зонах шириной в первые сотни метров более мелкозернистую структуру. Небольшие интрузии и дайки слагаются мелкозернистыми разностями, иногда обладающими полосчатыми катакластическими текстурами.

Двуслюдяные граниты имеют светло- или желтовато-серый цвет, слабо выраженную порфирированную гипидиоморфнозернистую структуру и следующий средний петрографический состав (в %): кварц - 32, калишпат - 17, плагиоклаз № 26-30 - 36, ярко-рыжий биотит - 8, мусковит - 6, кордиерит - 1; акцессорные минералы - апатит, циркон, монацит, ильменит, турмалин, гранат. Наряду с

первичномагматическим мусковитом присутствует и вторичный, совместно с хлоритом замещающий биотит. В катаклазированных гранитах плагиоклаз интенсивно серицитизирован и альбитизирован, кварц перекристаллизован в гранобластовый агрегат, биотит полностью замещен хлоритом или мусковитом. По химическому составу двуслюдяные граниты отличаются от биотитовых большим содержанием кремнезема, меньшим - кальция и повышенной глиноземистостью. Спектральным анализом фиксируются повышенные концентрации олова и лития [25].

С интрузиями связаны грейзенизация, турмалинизация и окварцевание пород. Грейзенизация проявлена в гранитах и выражается в новообразованиях мусковита и кварца в зонах разрывных нарушений. Вблизи контактов интрузий роговики рассеяны тонкими (от долей миллиметров до 1,5 см) кварцевыми прожилками иногда с редкой вкрапленностью мелких кристаллов турмалина. В эндоконтактовых зонах встречаются турмалин-кварцевые прожилки и жилы мощностью 5-20 см (иногда до 2,5 м). Кварц в жилах серый, массивный, содержит вкрапления (от 3 мм до 3 см) обычно равномерно рассеянного, реже образующего скопления до 4x10 см черного турмалина. Жилы и прожилки кварца несут слабую вольфрамовую минерализацию.

Для рассмотренных гранитов обеих фаз присущи характерные только для них отличительные особенности: высокая глиноземистость, которая проявляется в наличии кордиерита и граната, отсутствие роговой обманки при повышенном содержании биотита, имеющего ярко-рыжий цвет, наличие первичномагматического мусковита. Э.П.Изохом [8] граниты с такими диагностическими признаками были выделены в качестве хунгарийского комплекса готеривского возраста. При дальнейших исследованиях было установлено [38], что интрузии подобных гранитов (Сандинский массив) прорывают готерив-альбские отложения. На основании этих данных возраст хунгарийского комплекса принят альб-сеноманским.

### Позднемеловые интрузии

Среди позднемеловых интрузий выделены субвулканические образования приморского и самаргинского вулканических комплексов и многофазный бутаккопчинский плутонический комплекс.

**Приморский комплекс дацит-риолитовый.** Субвулканические *риолиты* ( $\lambda K_2pr$ ); *дайки риолитов* ( $\lambda K_2pr$ ), *риодацитов* ( $\lambda \zeta K_2pr$ ), *дацитов* ( $\zeta K_2pr$ ) в основном пространственно тяготеют к покровам приморской серии в бассейне р. Самарга и на левобережье р. Кабули; редкие дайки встречаются в бассейне р. Анюй. Интрузии риолитов имеют вытянутую в северо-восточном направлении форму, площадь выходов от 0,2 до 1 км<sup>2</sup> и крутопадающие контакты; они прорывают отложения ключевской и джаурской свит. Дайки риолитов, риодацитов и дацитов ориентированы преимущественно в северо-восточном, реже северо-западном направлениях, имеют крутые или вертикальные контакты, мощность от первых метров до 100 м, протяженность до 1 км.

Плотность риолитов составляет  $2,49 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость -  $71 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ . Дистанционными методами сложенные ими тела не фиксируются.

Центральные части интрузий сложены однородными лучше раскристаллизованными породами, краевые зоны и дайки - стекловатыми, нередко флюидалными разностями, иногда включающими обломки вмещающих пород. Ширина зон слабого экзоконтактового ороговикования не превышает первых метров.

Риолиты обладают светло-серым до белого цветом, порфировой, редко сериальнопорфировой структурами. Вкрапленники размером  $0,3-3 \text{ мм}$  ( $10-20\%$  объема породы, редко до  $40\%$ ) представлены преимущественно оплавленными зернами кварца, реже - серицитизированным олигоклазом, биотитом и калишпатом. Основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав, микропойкилитовую или фельзитовую структуру. Акцессорные минералы - циркон и сфен.

Риодациты отличаются от риолитов зеленоватым оттенком, во вкрапленниках содержат преимущественно олигоклаз-андезин, редко кварц и калишпат, имеют фельзитовую структуру. По химическому составу они относятся к классу пересыщенных кремнеземом и являются весьма высокоглиноземистыми породами натриево-калиевой серии; в отличие от покровных аналогов приморской серии, содержат меньше щелочей.

Дациты, в отличие от риодацитов, имеют более темные тона в окраске и практически не содержат во вкрапленниках кварц. По химическому составу они, как и дациты покровов приморской серии, соответствуют дацитам низкой щелочности.

По аналогии с принятым позднемеловым (турон-кампанским) возрастом приморской серии, таким же принимается возраст субвулканических образований.

**Буга-коппинский комплекс диорит-лейкогранитовый** представлен на территории листа породами 3-й и 4-й фаз внедрения.

*Гранодиориты* ( $\gamma\delta K_2b$ ), *гранодиорит-порфиры* ( $\gamma\delta\pi K_2b$ ); дайки *гранодиоритов* ( $\gamma\delta K_2b$ ), *гранодиорит-порфиров* ( $\gamma\delta\pi K_2b$ ) 3-й фазы входят в состав Сукпайского массива и установлены также в его северном обрамлении. В составе Сукпайского массива гранодиориты и гранодиорит-порфиры слагают крупный интрузив (площадь выхода около  $50 \text{ км}^2$ ) на водоразделе рек Самарга, Кабули и Лев. Чуи и ксенолиты среди гранитов 4-й фазы в боссейне р. Кабули. Небольшой шток ( $0,4 \text{ км}^2$ ) гранодиорит-порфиров расположен в истоках р. Лев. Чуи, а единичные дайки северо-восточного направления, мощностью  $1-30 \text{ м}$  и протяженностью до  $800 \text{ м}$  - в верховьях р. Самаргинский Перевал и на левобережье нижнего течения р. Кабули.

В физических полях интрузивные тела не фиксируются, что согласуется с магнитной восприимчивостью ( $10 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ ) и плотностью ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ) гранодиоритов, значения которых близки к соответствующим величинам вмещающих пород. На аэрофотоснимках по перегибам в рельефе дешифрируются фрагменты границ интрузии в составе Сукпайского массива.

Контакты тел с вмещающими осадочными образованиями преимущественно крутопадающие. Пологие контакты интрузия гранодиорит-порфиров имеет с синанчинской свитой на правобережье р. Самарга. Ширина зон ороговикования в осадочных породах варьируют от  $0,7$  до  $1,5 \text{ км}$ , а в вулканитах не превышает  $500 \text{ м}$ .

Алевролиты в зоне экзоконтакта превращены в пятнистые роговики, кремнистые породы и песчаники - в кварциты. Контактные изменения андезитов выражаются в появлении шелковистого блеска, обусловленного новообразованиями биотита и серицита.

Интрузии Сукпайского массива (в том числе ксенолиты) сложены преимущественно светло-серыми среднезернистыми гранодиоритами, в узких зонах эндоконтакта с осадочными породами - мелкозернистыми разностями, а в восточной апикальной части интрузии в бассейне р. Самарга, где в провесах кровли залегают андезиты синанчинской свиты, - гранодиорит-порфирами. Такими же гранодиорит-порфирами представлены штоки в истоках р. Лев. Чуи и дайки. Дайки гранодиоритов имеют мелкозернистое сложение.

Гранодиориты обладают гипидиоморфнозернистой структурой с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Их средний петрографический состав следующий (в %): кварц - 29, микропертитовый калишпат - 21, зональный плагиоклаз № 27-43 - 38, коричневый биотит - 11, зеленая роговая обманка - 1; акцессорные минералы - ильменит, магнетит, апатит, циркон, сфен, пирит. Гранодиорит-порфиры имеют такой же количественно-минеральный состав и отличаются только структурными особенностями: в них контрастно выделяются фенокристаллы размером от 1 до 8 мм на фоне микрозернистой основной массы.

По химическому составу гранодиориты относятся к породам нормального ряда. Содержание кремнезема в них составляет 66,87-67,28%, а сумма щелочей - 6,28-6,63% при незначительном преобладании калия над натрием. По коэффициенту глиноземистости породы являются весьма высокоглиноземистыми. Для них характерны повышенные (1,2-1,8 кларка) концентрации олова, свинца, ванадия, хрома, никеля, титана и высокие (8,6 кларка) - скандия.

*Граниты, редко гранодиориты* ( $\gamma K_2b_4$ ) 4-й фазы слагают большую часть Сукпайского массива (около 200 км<sup>2</sup>) в бассейне р. Кабули, Иктаминский массив (более 70 км<sup>2</sup>) на левобережье р. Самарга, крупную интрузию (60 км<sup>2</sup>) в бассейне р. Лев. Чуи и ряд более мелких (от 0,3 до 15 км<sup>2</sup>) тел, сконцентрированных в основном между этими интрузивами в бассейне р. Самарга.

В физических полях интрузии не выделяются, так как магнитная восприимчивость ( $9 \times 10^{-5}$  ед.СИ) и плотность (2,57 г/см<sup>3</sup>) слагающих их гранитов практически не отличимы от соответствующих характеристик вмещающих пород. На аэрофотоснимках они отличаются более сглаженными формами рельефа.

Крупные массивы вытянуты в северо-восточном и субширотном направлениях, мелкие тела имеют изометричную в плане форму, а в целом интрузии укладываются в дугообразную цепочку, замыкающуюся в виде эллипса на сопредельной к югу территории [25]. По косвенным данным - пологопогружающиеся (20-40°) контакты тел в сторону вмещающих отложений, широкие (2-3 км) зоны контактового метаморфизма, преимущественные выходы на низких гипсометрических уровнях и расположение по периферии эллипсоидного поля - можно предположить, что граниты слагают слабо эродированный лакколит (в пределах территории листа - северную его часть).

В непосредственной близости от контактов интрузий (до 50 м) терригенные породы превращены в кордиерит-биотит-кварцевые роговики с гранобластовыми структурами, а кремнистые породы - в кварциты. Роговики часто насыщены тонкими (до 1 см) инъекциями гранитов. Во внешних зонах контактового ороговикования осадочные породы приобретают сливной облик, сиреневые оттенки в цвете и шелковистый блеск, а глинистая составляющая замещается биотитом и мусковитом. При этом биотит образует крупные чешуи неправильной скелетной формы, мусковит - мелкочешуйчатые скопления, представляющие собой, по-видимому, зачаточные зерна кордиерита или андалузита. Появляются также редкие кристаллы турмалина, граната, хлорита и цоизита. Ороговикование андезитов синанчинской свиты, установленное на водоразделе рек Лев. Чуи и Самарга, выражено в слабой перекристаллизации основной массы с новообразованием биотита, придающим породе коричневый оттенок. Прорывание гранитами гранодиоритов предшествующей фазы установлено в нижнем течении р. Сукпай на сопредельной к югу территории [25].

Строение интрузий довольно простое. Центральные части сложены светло-серыми среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми мезократовыми гранитами, которые в зоне эндоконтакта (100-300 м) становятся мелко-среднезернистыми меланократовыми. На отдельных участках, за счет неравномерного распределения минералов, породы диагностируются как среднезернистые гранодиориты, хотя по химическому составу соответствуют гранитам. Иногда вдоль контактов появляется узкая (менее 200 м) оторочка средне-мелкозернистых гранодиоритов, с удалением от контактов фациально переходящих в граниты с аналогичными структурами. В Сукпайском массиве встречаются разновеликие (от 5 см до 3 км в поперечнике) ксенолиты гранодиоритов предшествующей фазы, а также мелкие (от 0,2x0,2 до 1x1 м) ксенолиты гнейсов.

Граниты биотитовые имеют гипидиоморфнозернистую структуру с высоким идиоморфизмом плагиоклаза и следующий минеральный состав (в %): кварц - 26-38, микропертитовый калишпат - 22-34, слабо серицитизированный плагиоклаз (№ 28-34) - 30-40, коричневый биотит с вторичными хлоритом и сфеном - 2-13; акцессорные минералы - ильменит, магнетит, апатит, циркон, ортит. Граниты роговообманково-биотитовые отличаются наличием зеленой роговой обманки и следующим соотношением породообразующих минералов (в %): кварц - 25-32, калишпат - 16-28, плагиоклаз - 34-45, биотит - 5- 9, роговая обманка - 1-4. По химическому составу граниты относятся к породам нормального ряда. Содержание кремнезема в них составляет 68,20-69,12%, а сумма щелочей - 7,30-7,62% при небольшом преобладании калия над натрием. По сравнению с гранитами хунгарийского комплекса, они содержат больше кальция, меньше щелочей, характеризуются большей величиной отношения натрия к калию, но также являются весьма высокоглиноземистыми.

Гранодиориты, в отличие от гранитов, имеют лишь другие количественные соотношения минералов (в %): кварц - 24-25, калишпат - 20-25, плагиоклаз - 40-51, роговая обманка - редкие кристаллы. Они содержат меньше кремнезема (66,48-67,75%) при той же сумме щелочей (7,50-7,54%) и не отличаются по остальным характеристикам.

По геохимическим особенностям [25] граниты и гранодиориты 4-й фазы хорошо сопоставляются с гранодиоритами предшествующей фазы, характеризуясь повышенными концентрациями тех же элементов.

С гранитами связаны окварцевание и сульфидизация пород, вмещающих интрузии. Сульфидизация проявлена в основном в виде мелкой рассеянной вкрапленности, реже тонких (до 1 мм) прожилков пирита, арсенопирита и пирротина. Кварц образует прожилки мощностью до 5 см. Кварц обычно сливной, реже друзовидный, иногда с мелкими вкраплениями сульфидов. К ним приурочена шеелитовая минерализация.

Нижняя возрастная граница рассмотренных интрузий определяется на основании прорывания ими покровов приморской серии, что установлено на прилегающей с юга территории [25], верхняя - прорыванием гранодиоритов Сукпайского массива кварцевыми диоритами верхнеудоминского комплекса. По петрографическим и петрохимическим особенностям породы хорошо сопоставляются с гранитоидами выделенной Э.П.Изохом [8] бачелазской серии, для которой установлен позднемеловой возраст. Калий-аргоновые датировки (по валовым пробам) отвечают 80, 94, 95 млн. лет. Таким образом, возраст интрузий, объединенных, согласно легенде Николаевской серии листов, в бута-коппинский комплекс, вполне определенно отвечает позднему мелу.

**Самаргинский(?) комплекс андезитовый.** *Субвулканические андезиты* ( $\alpha K_2sm?$ ) установлены на правом берегу р. Сооли среди отложений томчинской толщи в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского разлома, где являются южной оконечностью крупной крутопадающей (по данным аэромагнитной съемки) трещинной интрузии, большая часть которой расположена на прилегающей с севера территории [24].

Дайки *андезитов* ( $\alpha K_2sm?$ ) прорывают отложения светлореченской толщи на правом берегу р. Кабули. Мощность даек не превышает 10 м, протяженность - 600 м; ориентировка их северо-восточная.

Андезиты имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет и порфиристую структуру. Фенокристаллы размером до 5 мм (20-30% объема породы) представлены адезином, реже опациitized уралитовой роговой обманкой. Основная масса микролитовая. Породы насыщены мелкой "сыпью" магнетита и довольно интенсивно изменены вторичными процессами, проявленными в сосюритизации плагиоклаза, замещении пироксена уралитовой роговой обманкой, а вулканического стекла - хлоритом.

Рассмотренные интрузии отнесены к самаргинскому комплексу позднемелового возраста условно. Основанием тому послужили петрографическое сходство андезитов с аналогичными покровными вулканитами самаргинской свиты и их пространственная совмещенность.

#### Палеоценовые интрузии

**Верхнеудоминский комплекс габбро - гранитовый** представлен породами

4-х фаз внедрения, слагающими ряд разобщенных массивов, штокообразных тел и даек.

*Габбронориты* ( $\nu P_1 v_1$ ) 1-й фазы слагают два небольших штока (менее 0,5 км<sup>2</sup> каждый) среди отложений журавлевской свиты на левобережье р. Анюй. На аэрофотоснимках штоки не дешифрируются. Ввиду малых размеров не создают они и геофизических аномалий, несмотря на то, что слагающие их породы имеют высокую плотность (2,77 г/см<sup>3</sup>) и значительную магнитную восприимчивость ( $441 \times 10^{-5}$  ед.СИ).

Строение интрузий простое. Сложены они мелкозернистыми, а в зоне эндоконтакта - микрзернистыми габброноритами. Экзоконтактовые изменения выражены в слабом ороговиковании вмещающих алевролитов и песчаников.

Габбронориты имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет, призматическизернистую структуру и следующий средний состав (в%): кварц - 2, калишпат - 7, плагиоклаз (№ 60-65) - 62, биотит - 4, роговая обманка - 5, моноклинный пироксен - 5, ромбический пироксен - 14, акцессорные минералы (магнетит, апатит, циркон) - 1. В целом петрографический состав пород идентичен габброноритам 1-й фазы петротипического Верхнеудоминского массива [28].

*Кварцевые диориты* ( $q\delta P_1 v_2$ ) 2-й фазы слагают слабо удлинённую в меридиональном направлении штокообразную интрузию с площадью выхода 1,8 км<sup>2</sup> среди гранодиоритов бута-коппинского комплекса в верховьях левого притока р. Самаргинский Перевал. Несмотря на повышенные значения плотности (2,73 г/см<sup>3</sup>) и магнитной восприимчивости ( $306 \times 10^{-5}$  ед.СИ) кварцевых диоритов, дистанционными методами интрузия из-за небольших размеров не фиксируется.

Центральная часть интрузивного тела сложена среднезернистыми разностями кварцевых диоритов, а приконтактовые зоны шириной 200-500 м - мелкозернистыми. Непосредственно в эндоконтакте в кварцевых диоритах наблюдаются зоны закалки шириной 0,5 см, отличающиеся микрзернистым сложением.

Кварцевые диориты имеют серый цвет, гипидиоморфнозернистую структуру и следующий средний состав (в %): кварц - 8, калишпат - 3, зональный плагиоклаз (от № 55 в центральных частях кристаллов до № 28 в краевых) - 60, биотит - 8, роговая обманка - 19, моноклинный пироксен - 1, акцессорные минералы (магнетит, циркон, апатит, редко ортит и сфен) - 1. По данным химического анализа кварцевые диориты характеризуются низкими содержаниями кремнезема (53,38%) и щелочей (3,78%) при преобладании натрия над калием и являются высокоглиноземистыми породами. По петрохимическим характеристикам [25] они тяготеют к верхнеудоминской интрузивной серии, выделенной Э.П.Изохом [8].

*Гранодиориты* ( $\gamma\delta P_1 v_3$ ), *кварцевые монзониты* ( $q\mu P_1 v_3$ ); *дайки гранодиорит-порфиров* ( $\gamma\delta\mu P_1 v_3$ ), *гранодиоритов* ( $\gamma\delta P_1 v_3$ ) 3-й фазы распространены в основном на юго-востоке территории среди отложений журавлевской, ключевской и устьколумбинской свит.

Гранодиориты слагают массив г. Плато площадью выхода 80 км<sup>2</sup> на водоразделе Анюй - Самарга, несколько мелких (от 0,5 до 8 км<sup>2</sup>) штокообразных тел в окрестностях г. Плато, а также входят в состав Сукпайского массива в бассейне р.

Сагды-Джагдасу, где они интродированы гранитами 4-й фазы. Массив г. Плато имеет неправильную, в целом удлиненную в субширотном направлении форму, и выделяется в рельефе в качестве положительной морфоструктуры. По резким перегибам склонов дешифрируются фрагменты его границ. Повышенная плотность ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ) и высокая магнитная восприимчивость ( $888 \times 10^{-5} \text{ ед.СИ}$ ) гранодиоритов предопределяют незначительное (2-4 мГл) повышение гравитационного поля и появление над массивом контрастной аэромагнитной аномалии напряженностью более 700 нТл. Геофизические данные, а также разная ширина зон контактового ороговикования (от 1 до 3 км) свидетельствуют о крутопадающем северном контакте массива и пологом погружении южного контакта в сторону вмещающих пород. Мелкие тела имеют, как правило, слабо удлиненную в северо-восточном направлении форму и крутопадающие в сторону вмещающих пород контакты. Из-за небольших размеров дистанционными методами они не фиксируются. Основной объем интрузий сложен среднезернистыми гранодиоритами, а узкие (до 200 м) эндоконтактные зоны - мелко-среднезернистыми порфировидными разностями. Экзоконтактные преобразования вмещающих пород идентичны таковым, связанным с интрузиями гранодиоритов бута-коппинского комплекса. Ороговикование, обусловленное массивом г. Плато, сопровождается сульфидизацией, окварцеванием, хлоритизацией и эпидотизацией пород. Сульфидизация в роговиках проявлена в виде рассеянной вкрапленности, гнездообразных скоплений (до 2 см) и тонких (до 1 мм) прожилков арсенопирита, пирита и халькопирита иногда совместно с хлоритом и эпидотом. В северо-восточном экзоконтакте массива ширина зон сульфидизации составляет 200-300 м, протяженность достигает 2 км. Они образуют ареал суммарной площадью около  $6 \text{ км}^2$ . Сульфидизация, выраженная в виде мелкой рассеянной вкрапленности или скоплений по трещинам, наблюдается также в гранодиоритах вдоль зоны разрыва субширотного направления. Окварцевание выражено в образовании прожилков мощностью от 1 мм до 10 см как в гранодиоритах, так и во вмещающих их породах. В кварцевых прожилках и их зальбандах часто присутствуют мелкие вкрапления сульфидов. К кварцевым прожилкам и сульфидизированным породам приурочена молибденовая и сопутствующая полиметаллическая минерализация.

Кварцевые монзониты слагают небольшую ( $2 \text{ км}^2$ ) интрузию на водоразделе Прав. Чуи - Анюй, приуроченную к зоне разрывного нарушения северо-восточного направления.

Дайки гранодиоритов и гранодиорит-порфиров имеют различную ориентировку, мощность в первые десятки метров, протяженность до 2,5 км.

Гранодиориты - светло-серые равномернозернистые и порфировидные породы, имеющие гипидиоморфнозернистую структуру с очень высоким идиоморфизмом плагиоклаза и следующие вариации минерального состава (в %): кварц - 14-25, калишпат (микроклин) - 13-21, преимущественно зональный плагиоклаз (№35-45) - 47-56, темно-коричневый биотит, частично замещенный хлоритом, сфеном и эпидотом, - 5-10, роговая обманка с включением зерен моноклинного пироксена - 2-13. Среди аксессуарных минералов минералогическим анализом протолок [25] установлены магнетит, циркон, апатитом, ортит, гранат, турмалин, эпидот, молибденит и шеелит. По химическому составу гранодиориты относятся к породам

нормального ряда. В отличие от гранодиоритов бута-коппинского комплекса, они содержат меньше кремнезема (63,00-66,63%), вдвое больше кальция (3,39-5,21%), а при близкой сумме щелочей (6,23-7,23%) натрия преобладает над калием. По коэффициенту глиноземистости они также являются весьма высокоглиноземистыми породами. Как и кварцевые диориты предшествующей фазы, по петрохимическим характеристикам гранодиориты тяготеют к верхнеудоминской интрузивной серии [8]. По результатам геохимического опробования [25], гранодиориты отличаются от аналогичных пород бута-коппинского комплекса наличием серебра и висмута, меньшими содержаниями кобальта, никеля, титана и скандия. Исходя из геохимических особенностей и результатов минералогического анализа, можно ожидать специализацию гранодиоритов на серебро, висмут и молибден.

Кварцевые монцониты отличаются от гранодиоритов розовато-серым цветом, высоким содержанием калишпата, имеют монцонитовую или гипидиоморфнозернистую в сочетании с микрографической структуры и следующий средний состав (в %): кварц - 20, калишпат - 33, плагиоклаз - 36, биотит - 5, роговая обманка - 6.

Гранодиорит-порфиры имеют тот же количественно-минеральный состав, что и гранодиориты, а отличаются наличием фенокристаллов (0,5-4 мм) плагиоклаза (15-20% объема породы), редко роговой обманки, биотита и кварца, заключенных в микрогипидиоморфнозернистую основную массу.

*Граниты средне- и мелкозернистые ( $\gamma P_1 v_4$ ), лейкограниты среднезернистые ( $l\gamma P_1 v_4$ ), гранит-порфиры ( $\gamma P_1 v_4$ ) 4-й фазы* обнажены среди разновозрастных осадочных и магматических образований в основном в юго-западной половине территории листа, где слагают Дакпинский массив, крупные интрузивы в составе Сукпайского и Чуинского массивов и многочисленные небольшие интрузивные тела.

Дакпинский массив площадью выхода 200 км<sup>2</sup>, расположенный в междуречье Дакпа - Чуи, имеет удлиненную в северо-восточном направлении форму и, судя по широким (до 2 км) зонам ороговикования, погружающиеся в сторону вмещающих образований контакты. Данные МОВЗ [32] свидетельствуют о приуроченности массива к зоне глубинного разлома. Сложен массив среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. В периферийных зонах шириной 1-2 км наблюдается понижение содержания биотита (до 1%), а непосредственно в эндоконтакте (200-300 м) несколько уменьшается зернистость и более четко проявлены порфировидные структуры. Подобное строение характерно для большинства интрузивных тел в северо-западной и центральной частях территории, в том числе входящих в состав Чуинского массива.

Одна из интрузий в составе Сукпайского массива, расположенная в бассейне р. Сагды-Джагдасу, имеет площадь выхода около 40 км<sup>2</sup>, удлиненную в северо-западном направлении форму, приурочиваясь к тектонически ослабленным зонам соответствующего направления, и крутопадающие контакты. Сложена она в основном среднезернистыми порфировидными гранитами, а в зоне северо-восточного эндоконтакта шириной до 1 км - мелкозернистыми разностями. Другая интрузия (90 км<sup>2</sup>) Сукпайского массива, расположенная в междуречье Кабули –

Самарга в зоне пересечения разрывов северо-восточного и северо-западного направлений, имеет изометричную в плане форму и, судя по широким (до 3 км) полям контактово ороговикованных пород, довольно пологие контакты, погружающиеся в сторону вмещающих образований. Строение этой интрузии также неоднородное. Большая ее часть сложена среднезернистыми биотитовыми лейкогранитами. В провесах кровли обнажены мелкозернистые порфировидные граниты, а в эндоконтактовой зоне с гранодиоритами бута-коппинского комплекса - гранит-порфиры. При этом гранит-порфиры и мелкозернистые граниты обеих интрузий имеют резкие контакты как с вмещающими гранитами и гранодиоритами бута-коппинского комплекса, так и со среднезернистыми гранитами и лейкогранитами этой же фазы и узкие (до 5 мм) приконтактовые зоны закалки. Такие взаимоотношения свидетельствуют о неодноактном формировании этих тел, а указанные разности гранитоидов можно рассматривать в качестве субфаз.

Многочисленные небольшие (до 6 км<sup>2</sup>) тела в южной части территории имеют различную форму, нередко приурочиваясь к зонам разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Чаще они сложены однородными мелкозернистыми, реже среднезернистыми гранитами или гранит-порфирами. В некоторых интрузиях бассейна р. Лев. Чуи мелкозернистые граниты фациально переходят в гранит-порфиры. Экзоконтактовые преобразования во вмещающих осадочных породах полностью идентичны таковым в связи с гранитоидами бута-коппинского комплекса, а по известнякам и вулканитам основного состава образованы гранат-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые скарны, различающиеся между собой разным соотношением главных породообразующих минералов (геденбергита, плагиоклаза, граната), и содержащие примесь хлорита, эпидота, кальцита, сфена, апатита, везувиана, цеолитов. Со скарнами связана шеелитовая минерализация.

Крупные интрузивы выделяются на аэрофотоснимках пологими увалистыми формами рельефа и густой сетью мелких водотоков. Иногда по линиям смены форм рельефа дешифрируются границы интрузий.

Плотность гранитоидов (2,52 г/см<sup>3</sup>) заметно меньше, а магнитная восприимчивость ( $44 \times 10^{-5}$  ед. СИ) несколько больше, чем у более древних гранитов и вмещающих осадочных пород. В междуречье Хор - Самарга - Анюй на площади более 2000 км<sup>2</sup> зафиксирован региональный минимум поля силы тяжести, отождествляемый с Самарга - Анюйским батолитом [37], сложенным, судя по низкой плотности, именно рассматриваемыми гранитоидами. Глубина залегания кровли батолита оценивается в 7-8 км, подошвы - в 20 км. Интрузии, выходящие на поверхность в контурах этого минимума, фиксируются более контрастными локальными аномалиями и представляют собой, по-видимому, апофизы этого батолита.

Дайки гранитов и лейкогранитов мелкозернистых ( $\gamma P_1 v_4$ ), гранит-порфиров ( $\gamma \pi P_1 v_4$ ), аплитов ( $a P_1 v_4$ ) пространственно тяготеют к рассмотренным интрузивам и нередко локализованы непосредственно в них. Они имеют преимущественно северо-восточное или северо-западное направление, часто приурочиваясь к зонам соответствующих разрывных нарушений, и крутопадающие контакты.

Протяженность даек гранитов, лейкогранитов и гранит-порфиров - 0,3-2 км, мощность - от 1 м до первых сотен метров. Единичные дайки аплитов непротяженные (первые десятки метров) и маломощные (до 50 см). Встречаются они среди среднезернистых гранитов этой же фазы в бассейне р. Сагды-Джагдасу.

Граниты среднезернистые - желтовато- или розовато-светло-серые порфировидные породы, имеющие гипидиоморфнозернистую структуру и существенные вариации содержания породообразующих минералов (в %): кварц - 24-38, микропертитовый калишпат - 34-43, плагиоклаз (№ 24-32) - 28-44, зеленый биотит - 1-7. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, ортитом, апатитом, торитом, флюоритом. По биотиту развиваются хлорит, сфен, цоизит, по плагиоклазу - серицит, альбит.

Лейкограниты - среднезернистые породы, отличающиеся от гранитов более равномернозернистым сложением; при одинаковом минеральном составе количество кварца в них составляет не менее 30%, биотита - не превышает 4%. По химическому составу они относятся к породам, пересыщенным кремнеземом (73,36-74,88%), богатым щелочами (8,25%) при преобладании калия над натрием, и являются весьма высокоглиноземистыми. По петрохимическим характеристикам [25] лейкограниты хорошо сопоставляются с соответствующими породами верхнеудоминской интрузивной серии [8].

Граниты и лейкограниты мелкозернистые различаются между собой только по химическому составу, а в сравнении со среднезернистыми гранитами при таком же минеральном составе содержат несколько больше кварца (31-38%). По содержанию щелочей (8,93%) некоторые разности лейкогранитов, слагающих дайки, относятся к субщелочному ряду.

Гранит-порфиры - мелкопорфировые породы, в которых фенокристаллы (10-30% объема породы) представлены преимущественно плагиоклазом № 24-35 и кварцем, редко калишпатом, биотитом и роговой обманкой. Основная масса имеет микрографическую или сферолитовую структуры. Акцессорные минералы - циркон, апатит, ортит и рутил. По химическому составу гранит-порфиры относятся к нормальному ряду, а в некоторых дайках соответствуют субщелочным породам.

Аплиты - светло-розовато-серые мелкозернистые породы, имеющие аллотриоморфнозернистую структуру. Состоят они из кварца, калишпата и плагиоклаза (около 15%).

По данным спектрального анализа [25], для всех разновидностей гранитоидов характерны повышенные концентрации (1,5-3 кларка) олова, свинца, скандия, а для мелкозернистых гранитов - также висмута, молибдена, никеля, хрома.

С гранитами верхнеудоминского комплекса связаны окварцевание, сульфидизация, редко хлоритизация и карбонатизация как вмещающих интрузии пород, так и самих гранитов. Окварцевание выражено в образовании прожилков мощностью 1-5 мм, иногда 3-5 см и жил мощностью 15-35 см. Ширина зон тонкопрожилкового окварцевания в зальбандах жил достигает 60 м. Редкая сеть прожилков кварца иногда образует ареалы площадью до 8 км<sup>2</sup>. Сульфидизация представлена в основном мелкой рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина, образующих иногда гнездообразные скопления (1x1,5 см), содержание сульфидов в которых достигает 10% объема породы. Вдоль разрывных нарушений

проявлена тонкопрожилковая (1-2 мм) сульфидизация, образующая зоны шириной до 10 м. Хлоритизация и карбонатизация проявлены преимущественно в виде тонких (до 3 мм) прожилков. Редкие вкрапленники хлорита совместно с сульфидами присутствуют также в кварцевых прожилках и их зальбандах. К кварцево-жилльным образованиям и сульфидизированным породам приурочена оловянная, вольфрамовая и молибденовая минерализация.

Интрузии габброноритов, кварцевых диоритов, гранодиортов и гранитов объединены в единый гомодромный комплекс на основании общих петро-геохимических и геофизических особенностей. Все породы комплекса отличаются от соответствующих пород других комплексов повышенной (гранодиориты - высокой) магнитной восприимчивостью, а граниты - низкой плотностью, наличием зеленого биотита, темно-серого кварца, аксессуарных ортита, торита, флюорита и геохимической специализацией в основном на олово. Поскольку кварцевые диориты рассмотренного комплекса прорывают гранодиориты позднемелового возраста, а все интрузии, входящие в его состав, хорошо сопоставляются с соответствующими интрузиями верхнеудоминского комплекса, выделенного Э.П.Изохом [8] и впоследствии детально описанного А.С.Емельяненко [28], возраст интрузий считается палеоценовым. Однако, не исключено, что гранодиориты массива г. Плато принадлежат прибрежному комплексу, поскольку они обладают аномально высокой магнитной восприимчивостью содержат характерный для этого комплекса аксессуарный эпидот и сопровождаются молибденовой и полиметаллической минерализацией.

### Эоценовые интрузии

**Прибрежный комплекс монцонит - гранитовый** представлен на территории листа только дайками 2-й фазы.

Дайки *диоритов - кварцевых диоритов* ( $\delta$ - $q\delta P_2 p_2$ ), *диорит-порфиритов-кварцевых диорит-порфиритов* ( $\delta\pi$ - $q\delta\pi P_2 p_2$ ) довольно многочисленны. Они распространены практически на всей территории и, как правило, трассируют крупные разрывы преимущественно северо-восточного, реже северо-западного направлений. Вмещающими для них являются разновозрастные осадочные породы, позднемеловые и палеоценовые гранитоиды. Протяженность даек различная и достигает иногда 3 км, мощность меняется от 0,3 до 100 м, падение крутое - 60-90°. Крупные дайки, прорывая осадочные породы, ороговиковывают их на ширину 1-5 м. Контакты даек, в том числе с вмещающими гранитоидами верхнеудоминского комплекса, четкие, ровные.

Внутреннее строение даек неоднородно. Центральные части обычно лучше раскристаллизованы, а в узких (1-2 см) эндоконтактовых зонах породы имеют эффузивный облик. За счет переменного количества кварца диориты без определенных закономерностей переходят в кварцевые диориты, а диорит-порфириты - в кварцевые диорит-порфириты. С приближением к контактам в порфириновых породах уменьшается количество и размер вкрапленников, а в диоритах появляются единичные фенокристаллы плагиоклаза.

Диориты и кварцевые диориты - зеленовато-серые породы с мелко- или микропризматическизернистой структурой. Состоят они из плагиоклаза (№ 40-55) - 55-60%, роговой обманки - 30-35%, биотита - 1-5%, калишпата - менее 1%, кварца, количество которого в диоритах не превышает 2%, а в кварцевых диоритах составляет 5-7%. Иногда присутствуют единичные зерна пироксена. Акцессорные минералы (около 1%) - ильменит, магнетит, апатит и циркон.

Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты имеют соответствующую описанным диоритам или кварцевым диоритам основную массу, в которую погружены фенокристаллы (10-30% объема породы) плагиоклаза, роговой обманки, редко пироксена размером до 7 мм.

Поскольку рассмотренные дайки прорывают гранитоиды верхнеудоминского комплекса, они отнесены к наиболее молодому на Сихотэ-Алине прибрежному комплексу, возраст которого считается эоценовым [8].

### Миоценовые интрузии

**Кизинский комплекс базальтовый.** *Субвулканические базальты* ( $\beta N_1 kz$ ), *габбродолериты* ( $v\beta N_1 kz$ ); *дайки базальтов* ( $\beta N_1 kz$ ) пространственно ассоциируют с покровами кизинской свиты. Штокообразная изометричная в плане (площадью 0,1 км<sup>2</sup>) интрузия базальтов прорывает отложения ключевской свиты в бассейне р. Бира. Габбродолериты обнажены на площади около 0,6 км<sup>2</sup> среди базальтов кизинской свиты на правом берегу р. Хор. Дайка базальтов субмеридионального направления, мощностью до 50 м и протяженностью до 800 м прорывает отложения томчинской толщи на правом берегу нижнего течения р. Чуи.

На аэрофотоснимках интрузивные тела рассматриваемого комплекса не дешифрируются. Плотность (2,79 г/см<sup>3</sup>) и магнитная восприимчивость ( $1890 \times 10^{-5}$  ед.СИ) пород значительно больше, чем у их покровных аналогов, однако из-за небольших размеров тел геофизическими методами они не фиксируются.

Базальты имеют черный цвет, массивную текстуру, порфировую структуру и хорошо отличаются от пузыристых или миндалекаменных хуже раскристаллизованных покровных разностей. Фенокристаллы представлены моноклинным пироксеном (5%) и оливином (3%). В основной массе с офитовой структурой изометричные зерна моноклинного пироксена (10%) и оливина (10%) заключены между крупными удлиненными (до 2 мм) кристаллами лабрадора и включают мелкие вроски последнего.

Габбродолериты - темно-серые мелкокристаллические породы с субофитовой структурой, состоящие из призматических кристаллов лабрадора, между которыми размещены изометричные зерна моноклинного пироксена (30%), замещенного идингситом оливина (5%) и магнетита (до 1%). Пироксен частично замещен хлоритом, кальцитом и актинолитом. По содержанию кремнезема (46,21%) и щелочей (3,19%) габбродолериты соответствуют базальтам нормального ряда.

Возраст рассмотренных интрузий принимается миоценовым на основании петрографического сходства пород и пространственной связи тел с покровными фациями кизинской свиты.

#### 4. ТЕКТОНИКА

Большую часть рассматриваемой территории занимают складчатые сооружения геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиньской складчатой системы, на которую наложены структуры главного орогенного комплекса, объединенные в Сихотэ-Алиньскую вулcano-плутоническую систему. Структуры этих систем, в свою очередь, частично перекрыты базальтами эпиплатформенного орогенного комплекса, относящимися к Восточно-Азиатскому рифтовому поясу [5].

**Элементы глубинного строения района** устанавливаются по данным гравиметрии, аэромагнитометрии и МОВЗ. По гравиметрическим данным [17, 37], на Сихотэ-Алине отмечаются три главные тектоно-магматические зоны, различающиеся уровнем поля силы тяжести и разделенные высокоамплитудными (35-45 мГл) гравитационными ступенями: западная - Средне-Амурская область максимумов, центральная - Сихотэ-Алиньская область минимумов и восточная - Прибрежная область максимумов. Рассматриваемая площадь почти целиком расположена в пределах центральной зоны, лишь крайняя северо-западная ее часть принадлежит западной зоне. Причиной различия в уровне поля силы тяжести указанных зон является, видимо, насыщенность верхних частей земной коры продуктами основной магмы в Средне-Амурской и Прибрежной областях и продуктами кислого магматизма в Сихотэ-Алиньской области. О насыщенности базитовым материалом западной зоны свидетельствует также уровень регионального магнитного поля, значительно (на 800-1200 нТл) превышающий таковой центральной зоны [11]. Высокоамплитудные ступени в гравиметрическом и магнитном полях соответствуют Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому, являющемуся границей этих зон. Материалы региональных профильных исследований МОВЗ [32] позволяют по нарушениям в сейсмической структуре литосферы и разрывам сплошности сейсмических границ выделить зоны глубинных разломов. Одним из них является Центральный Сихотэ-Алиньский разлом, к двум другим приурочены Дакпинский, Сукпайский и, по-видимому, Чуинский интрузивные массивы. Между двумя последними зонами выявлена низкоскоростная область, отождествляемая с очагами плавления и деструкции. По данным МОВЗ предполагается также, что граница Мохо располагается на глубине 40 км к востоку от Центрального Сихотэ-Алиньского разлома и на глубине 35 км - к западу от него. В пределах центральной гранитизированной зоны отчетливо проявлен локальный площадной (около 2000 км<sup>2</sup>) минимум поля силы тяжести, отождествляемый с так называемым Самарга-Ануйским батолитом. Судя по плотностным свойствам пород, батолит сложен не позднемиоценовыми, наиболее широко распространенными на поверхности, а значительно менее плотными и потому более аномалегенерирующими палеоценовыми гранитами. По П.В.Николюку [37], верхняя

кромка батолита находится на глубине 7-8 км, а толщина самого батолита составляет около 12 км.

Осадочные и вулканогенно-осадочные геосинклинальные отложения района интенсивно смяты в складки, разбиты многочисленными разрывами, а также прорваны разнообразными по составу и возрасту интрузиями. Вулканические покровы позднего мела и палеогена, залегающие на геосинклинальных отложениях, слабо подверглись складчатым дислокациям, но значительно нарушены разрывами. Миоценовые базальты практически не дислоцированы. В зависимости от степени дислоцированности стратифицированные образования отнесены к трем структурным этажам, отделенным друг от друга крупными структурными несогласиями.

**Позднепалеозойско-мезозойский структурный этаж** представляет в районе геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алиньской складчатой системы, относящийся к двум структурно-формационным зонам: Центрально-Сихотэ-Алиньской и Восточно-Сихотэ-Алиньской. Центрально-Сихотэ-Алиньская СФЗ характеризуется распространением кремнисто-терригенной (редко с известняками) и олистостромовой формаций, на которые с размывом и угловым несогласием налегает конгломерато-песчаниковая формация. Отличительной особенностью этой зоны является также наличие формации ультраосновных фойдитов. В составе Центрально-Сихотэ-Алиньская СФЗ выделяется две подзоны: Хорско-Тормасинская и Анюйская. Хорско-Тормасинская подзона отличается от Анюйской широким распространением более мелководных фаций осадков и олистостромовых образований, а также чешуйчато-надвиговым строением. Восточно-Сихотэ-Алиньская СФЗ представлена в районе Лужкинской подзоной. Она сложена турбидитовой (флишоидной песчано-алевролитовой) и в незначительном объеме базальтовой формациями. От Центрально-Сихотэ-Алиньская СФЗ эта зона отличается непрерывным разрезом, практически полным отсутствием кремнистых и карбонатных образований и в меньшей степени проявившимся основным магматизмом с нормальной щелочностью.

Складчатые структуры позднепалеозойско-мезозойского этажа представлены серией складок северо-восточного простирания, в большинстве своем осложненных разрывами.

*В Хорско-Тормасинской подзоне* Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ, из-за интенсивной разрывной тектоники и широкого распространения олистостромовых образований, устанавливаются лишь фрагменты антиклинальных, реже синклинальных структур. Одна из антиклиналей, шириной до 10 км и протяженностью более 20 км, расположена на левобережье р. Хор. Крылья ее срезаны Центральным Сихотэ-Алиньским и Дакпинским дизъюнктивами. Углы падения крыльев составляют 35-40°, причем юго-восточное крыло запрокинуто. Структура осложнена складками шириной 500-800 м и, в свою очередь, - микроскладками, часто изоклинальными. Юго-восточнее, в тектоническом блоке между Дакпинским и Кабули-Хорским дизъюнктивами, устанавливаются антиклинали шириной до 7 км, которые осложнены узкими (от 100 м до 1,5 км) линейными изоклинальными складками. Крылья складок под углами 30-60° падают на юго-запад. Южнее - в тектоническом блоке в междуречье р. Хор и нижнего

течения р. Чуи породы томчинской(?) свиты слагают синклиналь, крылья которой осложнены складками шириной до 800 м, причем северо-западное крыло запрокинуто на юго-восток. Углы падения крыльев варьируют от 45° до 60°. В междуречье Кабули-Чуи, в тектоническом блоке, сложенном отложениями тормасинской свиты, устанавливаются синклинали и антиклинали шириной 1-2 км с падением крыльев под углами 55-70°. Последние иногда осложнены симметричными и асимметричными складками шириной около 300 м с углами падения крыльев до 85°. К юго-востоку от этого блока в узкой (2-5 км) тектонической пластине, наклоненной на северо-запад и протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль Кабули-Хорского надвига более чем на 30 км, наблюдается запрокинутая антиклинальная складка. Северо-западное крыло ее довольно полого (40-70°) погружается на северо-запад, а юго-восточное, запрокинутое крыло, круто (70-80°) падает в том же направлении.

**Аньюйская подзона** Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ имеет двухярусное строение. В *позднепермском-раннемеловом структурном подэтаже* выделяются Кабули-Верхнехорская, Хорско-Аньюйская антиклинали и серия складок более высоких порядков, осложняющих крылья этих антиклиналей.

Ось *Кабули-Верхнехорской антиклинали*, смещаясь по разрывам, протягивается в юго-западном направлении через всю территорию от междуречья Хор - Луговая до нижнего течения р. Кабули. В центральной части (бассейн р. Чуи и верховья р. Дакпа) шарнир антиклинали слабо ундулирует или почти горизонтален, в междуречье Хор - Луговая резко погружается на север, а в бассейне р. Кабули испытывает резкую волнообразную ундуляцию. На северо-западное крыло структуры по Кабули-Хорскому дизъюнктиву надвинуты образования Хорско-Тормасинской подзоны. На севере оно частично интродуцировано Дакпинским массивом и трещинными субвулканическими интрузиями ультраосновных фойдитов. Здесь северо-западные крылья осложняющих антиклиналь синклинальных складок иногда запрокинуты на юго-восток и погружаются под углами 50-70°. Юго-восточное крыло антиклинали, частично интродуцированное Чуинским и Сукпайским массивами, имеет ширину более 20 км и осложнено серией синклинальных и антиклинальных структур шириной до 6 км, крылья которых, в свою очередь, смяты в складки более высоких порядков шириной от 200 м до 1,5 км и с углами падения крыльев от 45° до 80°.

В междуречье Хор - Анюй юго-восточное крыло Кабули-Верхнехорской антиклинали через синклинальную складку сопряжено с *Хорско-Аньюйской антиклиналью* шириной около 7 км, большая часть которой находится на прилегающей с севера территории. Ось структуры совпадает с водоразделом бассейнов р. Лиговая и руч. Промысловый; шарнир полого погружается в северо-восточном направлении. Оба крыла антиклинали круто (50-70°) падают на северо-запад [6]. Осложняющие антиклиналь складки имеют ширину от 100 до 800 м; они часто запрокинуты.

*Раннемеловой структурный подэтаж* отделен от позднепермского-раннемелового подэтажа угловым несогласием. Породы кабулинской толщи, слагающие подэтаж, также смяты в складки, но с более пологими углами падения крыльев. В структуре подэтажа выделяются синклинальные складки, наложенные на

крылья Кабули-Верхнехорской антиклинали. На правобережье р. Кабули складка шириной около 6 км имеет мульдообразную форму с углами падения крыльев 20-30°. С приближением к центральной части синклинали появляются осложняющие складки шириной 300-400 м с более крутыми (30-50°) углами падения крыльев. В северной части района синклинали имеют северо-восточное простирание, ширину 1-2 км, протяженность от 2 до 10 км и углы падения крыльев до 60°.

**В Восточно-Сихотэ-Алиньской СФЗ** выделяются Бирская, Зауровская, Ёкинская синклинали и Анюйская, Кабули-Самаргинская антиклинали.

*Бирская синклиналь*, расположенная на левобережье р. Анюй, отчетливо выражена как брахиформная структура шириной более 7 км, шарнир которой испытывает наибольшее погружение в долине руч. Промысловый и полого воздымается в северо-восточном и юго-западном направлениях. Синклиналь асимметрична: ее северо-западное крыло крутопадающее (70-80°), оборвано разрывами; юго-восточное - осложнено складками шириной от первых десятков метров до 1,5 км с углами падения крыльев от 40° до 75°, в большинстве случаев прямыми, реже запрокинутыми на юго-восток, изоклиналильными.

Юго-восточным крылом Бирская синклиналь сопряжена с *Анюйской антиклиналью*, ось которой на значительном протяжении проходит под долиной р. Анюй, прослеживаясь далее на юго-запад в истоки р. Лев. Чуи. Антиклиналь имеет протяженность более 80 км, ширину около 15 км и нарушена серией продольных и поперечных разрывов, что обуславливает ее блоково-ступенчатый характер. Шарнир складки не испытывает значительных ундуляций и, по-видимому, большей частью субгоризонтален. Структура осложнена мелкой складчатостью. В большинстве блоков наблюдаются изоклиналильные опрокинутые то на северо-запад, то на юго-восток складки шириной от нескольких десятков до первых сотен метров с крутыми (70-80°) углами падения крыльев. В некоторых блоках наблюдается только моноклиналильное залегание, лишь иногда осложненное флексурами, шириной 5-6 м с пологими (10-40°) углами падения [29].

В междуречье Анюй - Первый Заур юго-восточное крыло Анюйской антиклинали является также и северо-западным крылом *Зауровской синклинали*. Шарнир синклинали полого погружается в северо-восточном направлении, крылья осложнены рядом антиклинальных и синклиналильных складок шириной 1-2 км, шарниры которых в большинстве случаев субгоризонтальные. Углы падения крыльев варьируют от 30° до 70°. Как и все складки района, Зауровская синклиналь осложнена разрывами, вблизи которых углы падения слоев меняются на более крутые, а нередко и опрокинутые [29].

В междуречье Анюй - Ёко по разрывам Анюйская антиклиналь граничит с *Ёкинской синклиналью*, ось которой протягивается в северо-восточном направлении от верховьев руч. Залесный в истоки р. Анюй и далее по левым притокам р. Солори. В этом же направлении, ундулируя, погружается ее шарнир. Синклиналь имеет асимметричное строение. Северо-западное крыло на большем протяжении оборвано разрывами, смято, как правило, в крутые (55-85°) осложняющие складки шириной до 1 км, часто запрокинутые на юго-восток. Юго-восточное, более широкое (около 10 км) крыло осложнено более пологими складками, имеющими ширину 1-3 км при углах падения крыльев от 25° до 70°.

Ёкинская синклиналь в междуречье Самарга -Перепадная через серию антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного, иногда субширотного простираний, имеющих протяженность 6-15 км и ширину до 2 км при углах падения крыльев 45-75°, сочленяется с северной оконечностью *Кабули-Самаргинской антиклинали*. Ось последней, ступенчато смещаясь по разрывам, протягивается в северо-восточном направлении в междуречье Иктами - Перепадная; в этом же направлении погружается ее шарнир. Крылья антиклинали общей шириной около 15 км осложнены дополнительными складками шириной до 2 км.

С формированием позднепалеозойско-мезозойского этажа связаны проявления марганца и титана.

**Мезозойско-кайнозойский структурный этаж** представляет в районе главный орогенный комплекс, относящийся к Сихотэ-Алиньской вулcano-плутонической системе. Он достаточно условно разделен на два подэтажа.

В сложении *ранне-позднемелового подэтажа* участвуют только плутонические формации: габбровая и высокоглиноземистых гранитов. Они представлены небольшим штоком габбро, крупным Чуинским массивом, сформировавшимся в две фазы, и его апофизами, внедрение которых, по-видимому, связано с завершающими складчатыми дислокациями в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой системы.

*Позднемеловой-эоценовый подэтаж*, формирование которого началось с первых вспышек наземного вулканизма, сложен андезит-риолитовой, гранодиорит-гранитовой, вулканогенно-терригенной и андезибазальтовой формациями. Покровы вулканитов, слагающие подэтаж, образуют изолированные вулcano-тектонические структуры в бассейнах рек Хор, Самарга и на левобережье р. Кабули. На интенсивно дислоцированном складчатом основании они залегают субгоризонтально или полого (5-10°, иногда до 20°) наклонены в сторону речных долин. Пликативные деформации проявлены в них незначительно - изредка наблюдаются лишь пологие симметричные складки с углами падения крыльев до 15° и шириной до первых сотен метров. Дизъюнктивы значительно осложняют строение вулканических построек и нарушают контакты вулканитов с окружающими образованиями. Вблизи разрывов нередко наблюдаются более крутые (до 50°) углы наклона потоков. В верховьях р. Самарга, по-видимому, в связи с освобождением магматического очага и проседания кровли образовалась вулcano-тектоническая депрессия. С покровами вулканитов связаны небольшие субвулканические тела.

Вулканогенно-терригенные образования свиты Кандахэ, слагающие грабен в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского разлома, благодаря своему положению в этой тектонически активной зоне подверглись более значительным, в сравнении с другими образованиями подэтажа, пликативным деформациям. Здесь распространены пологие складки с углами падения до 30°, а вблизи зон разрывов - 65-90° [24].

Интрузивные образования этажа представлены крупными массивами и многочисленными небольшими телами. Часть массивов (Сукпайский, Чуинский и др.) образовано многофазными интрузиями, принадлежащими разным комплексам. Граниты верхнеудоминского комплекса на глубине 7-8 км слагают батолит площадью около 2000 км<sup>2</sup>. Интрузии, как и стратифицированные образования этажа, подверглись интенсивным дизъюнктивным дислокациям.

С формированием мезозойско-кайнозойского этажа связана ведущая (оловянная, вольфрамовая, молибденовая и др.) минерализация в районе.

**Кайнозойский структурный этаж** представляет в районе эпиплатформенный орогенный комплекс, являющийся фрагментом Восточно-Азиатского рифтового пояса. Он сложен базальтовой формацией и занимает разобщенные площади в бассейнах рек Хор, Анной и Самарга. Покровы базальтов практически не дислоцированы и залегают субгоризонтально или со слабым (до  $15^\circ$ ) наклоном в сторону речных долин.

**Разрывные нарушения** проявлены очень широко. Главной разрывной структурой, определившей общие черты тектонического строения района, является *Центральный Сихотэ-Алиньский глубинный разлом*. Впервые Центральный разлом (шов) был выделен Н.А. Беляевским, затем целенаправленно изучался Б.А.Ивановым [7]. Последним была расшифрована его сдвиговая природа с предполагаемой амплитудой левосдвиговых смещений от 120 до 200 км. Результаты крупно- и среднемасштабного геологического картирования в бассейнах рек Хор и Анной позволяют предполагать левосторонние сдвиговые смещения по разлому не менее чем на 80 км [1, 6]. В гравиметрическом и магнитном полях разлом выражен в виде высокоамплитудных ступеней и интерпретируется как глубинная вертикальная [37] или круто падающая на юго-восток [41] структура. По данным МОВЗ [32], разлом достигает границы Мохо, а вертикальные перемещения по нему составляют около 5 км при относительно опущенном юго-восточном крыле.

На местности Центральный Сихотэ-Алиньский разлом проявлен в виде нескольких субпараллельных разрывов, протягивающихся по обоим бортам долины р. Хор. Разрывы фиксируются резкими перегибами в рельефе или глубокими (до 2 м) промоинами, хорошо дешифрируясь на аэрофотоснимках. Они сопровождаются мощными (до 500 м) зонами брекчирования и расланцевания. Левосторонние сдвиговые движения по разлому подтверждаются надвиговым характером перемещений по оперяющим разрывам северо-восточного направления (с падением плоскостей сместителя на северо-запад) и простираемостью основных складчатых структур, веерообразно причленяющихся к его зоне.

Из других дизъюнктивов в районе наиболее широко распространены разрывы северо-восточного направления, часть которых является соскладчатыми; довольно многочисленны разрывные нарушения северо-западного направления, в том числе меняющие свое направление на субширотное. Незначительным распространением пользуются кольцевые разрывы и разрывы субмеридионального направления.

*Разрывные нарушения северо-восточного направления* совпадают с простираемостью основных складчатых структур района или секут их под острыми углами. Благодаря своему заложению в связи с левосторонними сдвиговыми движениями по Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому, часть разрывов первоначально представляла собой полого погружающиеся на северо-запад поддвиговые или надвиговые структуры. В процессе дальнейших дислокаций большинство плоскостей сместителя вместе с вмещающими породами были переориентированы - они стали более крутыми, вертикальными и даже повернутыми на юго-восток. В последующем по ним происходили в основном

сбросовые или взбросовые движения. Часть разрывов северо-восточного направления сохранила надвиговый характер.

Большинство наиболее протяженных разрывов этого направления дешифрируются на аэрофотоснимках. На местности они устанавливаются по зонам брекчированных, рассланцованных, милонитизированных, катаклазированных и гидротермально измененных пород, а также по цепочкам даек. Ширина зон брекчирования и милонитизации варьирует от 0,1 до 5 м, редко достигая 50 м. Крупные разрывы, как правило, представлены серией сближенных таких зон общей шириной до 500 м или зонами рассланцевания и катаклаза шириной иногда до 1 км. Среди наиболее крупных разрывов северо-восточного направления выделяются Дакпинский, Кабули-Хорский, Сукпай-Верхнехорский и Боленку-Пухинский дизъюнктивы.

*Дакпинский сброс* под острым углом ответвляется от Центрального Сихотэ-Алиньского разлома, разграничивая кафэнскую свиту от якчинской и томчинской толщ, и, судя по гравиметрическим данным [37], на глубине ограничивает с северо-запада Самарга-Аньюйский батолит. Осевая часть его зоны сложена тектоническими глинами мощностью около 3 м [24] и сопровождается рассланцеванием пород на ширину 250-500 м. Плоскость сместителя довольно полого ( $50^\circ$ ) погружается на северо-запад. Амплитуда сбросовых смещений, судя по геологической ситуации, составляет около 5 км.

*Кабули-Хорский надвиг* служит границей Хорско-Тормасинской и Аньюйской подзон и под углами  $40-60^\circ$  погружается на северо-запад. Зона его имеет сложное строение, представляя собой серию сближенных маломощных (до 20 см) зон тектонических глин, разделенных блоками интенсивно рассланцованных пород. Суммарная мощность таких зон рассланцевания составляет более 500 м. В висячем боку надвига породы смяты в линейные складки шириной 50-200 м. В междуречье Чуи-Кабули зона надвига сопровождается субпараллельными надвиговыми структурами подобного строения, но меньшей мощности. По ним и основной зоне на образования Аньюйской подзоны надвинута пластина, сложенная породами кафэнской свиты. Анализ геологической ситуации позволяет предположить, что горизонтальные перемещения этой пластины составляют не менее 10 км. В целом же между Дакпинским и Кабули-Хорским дизъюнктивами заключен пакет разновеликих (шириной от 2 до 5 км) тектонических пластин, под разными углами погружающихся на северо-запад.

*Сукпай-Верхнехорская зона разрывов* служит границей Центрально-Сихотэ-Алиньской и Восточно-Сихотэ-Алиньской СФЗ. большей частью она крутопадающая, а на отрезке от истоков р. Мал. Бира до истоков р. Лев. Чуи в связи с сдвиговыми смещениями по поперечным разрывам трансформирована в надвиг. В междуречье Анюй-Луговая разрыв фиксируется тектоническими брекчиями мощностью около 6 м. Плоскость сместителя имеет северо-западное падение под углом  $60^\circ$ . По кинематическому типу - это типичный взброс с амплитудой смещения 2,5-3 км. Несколько иное строение разрыв имеет в бассейне р. Кабули. Здесь наблюдается серия сближенных зон тектонических брекчий мощностью до 20 см также с крутыми ( $65^\circ$ ) углами падения на северо-запад, разделенные интенсивно рассланцованными и филлитизированными породами. Надвиг в составе Сукпай-

Верхнехорской зоны по перегибам в рельефе и смене характера самого рельефа четко дешифрируется на аэрофотоснимках, дугообразной линией протягиваясь в бассейнах левых притоков р. Анюй. Он сопровождается зоной рассланцованных пород мощностью до первых сотен метров с углами падения сланцеватости 35-55° на северо-запад. Амплитуда перемещений всяческого блока, видимо, достигает 6 км.

От Сукпай-Верхнехорской зоны ответвляется *Анюйский дизъюнктив*, который вместе с серией сопровождающих его субпараллельных разрывов образует тектонически ослабленную зону шириной до 3 км, наблюдающуюся по бортам долины р. Анюй. Эта зона контролирует размещение интрузий базальтов каталевского и двуслюдяных гранитов хунгарийского комплексов. Разрывы, входящие в состав зоны, имеют крутое (75°) падение на северо-запад и сопровождаются интенсивно рассланцованными на ширину до 300 м породами. Амплитуды вертикальных смещений по одним из разрывов составляют не более 200 м, по другим - 1-1,5 км.

*Боленку-Пухинский разлом* представлен небольшим отрезком в бассейнах рек Перепадная и Иктами. Он отчленяет существенно алевролитовые отложения журавлевской свиты от песчаниковых отложений каталевской свиты и представлен вертикально падающей зоной интенсивно брекчированных пород шириной до 50 м. По кинематическому типу - это сброс с амплитудой смещения более 3 км.

*Разрывные нарушения северо-западного и субширотного направлений*, как правило, секут разрывы северо-восточного направления, являясь более поздними. К ним часто приурочены интрузии гранитов верхнеудоминского комплекса. По простиранию с северо-запада на юго-восток часть разрывов меняет свои направления на субширотные, приобретая дугообразную форму. Это обстоятельство, по-видимому, связано с левосторонними сдвиговыми движениями по Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому и оперяющим его разрывам северо-восточного направления.

Практически все разрывы северо-западного и субширотного направлений дешифрируются на аэрофотоснимках по однозначно ориентированным долинам водотоков, распадкам и резким перегибам в рельефе. Наиболее крупные разрывы в бассейнах рек Кабули и Лев. Чуи представлены мощными (до 500 м) зонами дробления, рассланцевания и катаклаза. *Кабулинский разрыв* и разрыв в междуречье Чуи - Дакпа, кроме того, хорошо проявлены в поле силы тяжести в виде гравитационных ступеней или линий срыва корреляции аномалий и являются глубинными структурами, ограничивающими Самарга-Анюйский батолит. Большинство же разрывов представляет собой сближенные маломощные (от первых десятков сантиметров до первых метров) зоны брекчированных пород, которые в условиях плохой обнаженности не всегда фиксируются. По кинематическому типу это - крутопадающие дизъюнктивы типа взбросов, сбросо-сдвигов или сдвигов. Амплитуды как вертикальных, так и горизонтальных перемещений по большинству разрывов ( в том числе по Кабулинскому левому сдвигу) не превышают 700 м и лишь в редких случаях (левый сдвиг в междуречье Хор - Анюй) достигают 2 км.

*Разрывные нарушения субмеридионального направления* имеют ограниченное распространение и встречаются в основном в бассейне р. Самарга. Это крутопадающие дизъюнктивы, представленные тектоническими брекчиями или

глинами трения мощностью до 0,5 м, с амплитудами вертикальных перемещений до 500 м, редко до 1 км.

*Кольцевые разрывные нарушения* обрамляют вулcano-тектоническую структуру в бассейне верхнего течения р. Самарга и образовались, видимо, в результате проседания кровли магматического очага. Они дешифрируются по закономерно расположенным микроформам рельефа и проявлены интенсивно трещиноватыми, дроблеными породами. Амплитуды смещений достигают первых сотен метров.

Кроме интенсивной приразломной трещиноватости, в районе широко проявлен кливаж напластования - сланцеватость, которая в большинстве случаев совпадает со слоистостью, редко - сечет последнюю под острыми углами.

Рассмотренные разрывные нарушения, как правило, сопровождаются гидротермально измененными породами и контролируют размещение рудной минерализации в районе.

**Неотектоника** проявлена в неравномерном блоковом поднятии территории с обновлением разрывов преимущественно северо-западного и субширотного направлений. Наибольшее воздымание испытывает осевая часть хребта Сихотэ-Алинь, что находит отражение в интенсивном эрозионном врезе долин водотоков, имеющих V-образный профиль и густую сеть боковых распадков. Основная роль в строении поднятия принадлежит массиву г. Плато и интрузиву в истоках р. Лев. Чуи. Относительные превышения этих отпрепарированных интрузий над окружающими образованиями составляют 200-250 м. Северо-западная часть района значительно отстает в своем поднятии от остальной территории. Она характеризуется незначительной глубиной вреза водотоков и отделяется Дакпинским разломом, который трассируется в современном рельефе серией уступов.

## 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития района прослеживается с ранне-позднепермского времени, т.е. с начала накопления отложений кафэнской свиты. В это время в условиях дифференцированного морского бассейна средних глубин при напряженной тектонической обстановке происходило накопление мощных алевритовых и, в меньшей мере, песчаных осадков. В более глубоководных впадинах накапливались кремнистые илы, а на приподнятых участках зародились небольшие рифовые постройки (биостромы или биогермы известняков). Осадконакопление сопровождалось слабой вулканической деятельностью с излиянием непротяженных потоков лав как основного, так и кислого состава и выбросом незначительных масс пеплового материала. Тектоническая деятельность выразилась в блоковых смещениях и сопровождалась землетрясениями. Землетрясения обусловили обрушение и сползание с приподнятых блоков неконсолидированных и слабо консолидированных осадков, что привело к образованию олистостром.

К началу мезозойского периода в районе заложились Центральный Сихотэ-Алиньский разлом и наиболее крупные оперяющие его Дакпинский и Кабули-

Верхнехорский дизъюнктивы. В результате перемещений по этим разрывам пермские отложения подверглись будинажу и частично, в виде островных гряд, были приподняты над уровнем моря. В раннетриасовую эпоху осадконакопление в пределах района, по-видимому, прекратилось, хотя в отдельных прогибах на сопредельных территориях оно продолжалось, о чем свидетельствуют находки раннетриасовых конодонтов [39].

В среднем триасе началось региональное прогибание территории. В результате дифференциации морского бассейна определились подзоны Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ.

В Хорско-Тормасинской подзоне со среднего триаса до середины норийского века в условиях глубоководного бассейна, при общем обмелении его, происходило накопление кремнистых, кремнисто-глинистых, а затем преимущественно алевритовых и песчаных осадков. Осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью, которая интенсивно проявилась на прилегающей с севера территории [24], и слабыми землетрясениями, обусловившими образование горизонтов микститов в томчинской толще. Середина норийского века ознаменовалась в Хорско-Тормасинской подзоне трансгрессией моря [24]. В конце рэтского века осадконакопление в пределах района прекратилось, а севернее продолжалось до среднеюрской эпохи включительно. В этот же период проявились подвижки по Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому и обновились оперяющие разрывы.

В Анюйской подзоне седиментация, в отличие от Хорско-Тормасинской подзоны, продолжалась до раннего берриаса включительно. Вплоть до поздней юры здесь существовал преимущественно глубоководный слабо дифференцированный прогиб, формирование осадков в котором происходило в спокойной тектонической обстановке, о чем свидетельствует отсутствие олистостромовых образований. Последнее обстоятельство дает основание полагать, что позднепермские известняки являются отторженцем погребенной рифовой постройки. Накопление существенно кремнистых, кремнисто-глинистых илов, редко алевритовых, песчаных, а также карбонатных осадков сопровождалось незначительной вулканической деятельностью. Седиментация проходила в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствует высокая подвижность бария, установленная по результатам геохимического опробования пород джаурской свиты [25]. Береговая линия, вероятно, проходила вдоль выведенных на поверхность моря в виде островных гряд пермских пород Хорско-Тормасинской подзоны.

В предволжское время вся территория Анюйской подзоны испытала общее воздымание, возможно, незначительная ее часть даже была выведена на поверхность моря. До раннего берриаса включительно продолжалось накопление существенно алевритовых, реже песчаных и иногда кремнистых осадков. Осадконакопление происходило при интенсивной магматической деятельности, проявившейся в образовании трещинных субвулканических интрузий и редких потоков лав ультраосновных фойдитов. Формирование их носило многоактный характер при дифференциации магмы в промежуточных очагах. На процесс дифференциации указывает большое разнообразие пород. Прямым признаком ликвации магмы в близповерхностных условиях является сосуществование в

авгититах стекол разного состава, образовавшихся из несмешивающихся расплавов. О многоактности внедрения свидетельствует широкое развитие автомагматических брекчий.

На рубеже берриаса и валанжина в целом территория Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ испытала резкое поднятие. Большая часть Анюйской подзоны была также поднята над уровнем моря и претерпела как дизъюнктивные, так и пликвативные деформации. К этому времени относится заложение Сукпай-Верхнехорской зоны разрывов. В результате валанжинской трансгрессии в образовавшихся впадинах и узких прогибах в условиях мелководных бассейнов формировались вначале грубообломочные, затем существенно алевритовые осадки.

В Восточно-Сихотэ-Алиньской СФЗ осадконакопление без перерыва продолжалось с берриаса вплоть до альбского века. До конца валанжина накапливались преимущественно алевритовые и глинистые осадки с подчиненными фациями песчаного состава и при практически полном исчезновении кремнистых илов и карбонатных осадков. В готериве осадконакопление продолжалось при общем обмелении морского бассейна с поднятием локальных участков и, возможно, размывом на этих участках валанжинских пород, на что указывают конгломераты в основании устьколумбинской свиты. К этому времени, по-видимому, следует относить заложение Боленку-Пухинского разрыва. Готерив-барремские осадки заметно отличаются от берриас-валанжинских более песчаным составом и практически полным отсутствием пачек флишоидного строения. Осадконакопление в пределах района, очевидно, продолжалось и в аптском веке. На прилегающих с юга и востока территориях оно сопровождалось извержением лав основного состава и выбросом больших масс пирокластического материала. В пределах района синхронная магматическая деятельность проявилась во внедрении субвулканических интрузий базальтов по тектонически ослабленной зоне Анюйского разрыва.

На рубеже альба и сеномана геосинклинальный режим в районе прекратился, завершившись складкообразованием и формированием небольших интрузий габбро и крупного Чуинского массива высокоглиноземистых гранитов. С сеноманской инверсией вся территория превратилась в сушу, в основном завершилось формирование складчатых структур и сопряженных с ними разрывов северо-восточного направления. Более поздние постинверсионные дислокации носили в основном характер блоковых перемещений.

В конце сеномана орогенный этап развития района ознаменовался первой вспышкой вулканизма с извержением лав и пирокластического материала среднего, а затем (в туроне-кампане) - и кислого состава. Извержения сопровождались внедрением небольших субвулканических интрузий и даек. Вслед за этим сформировался крупный лакколит гранитоидов, периферийные части которого обнажились в виде Сукпайского, Иктаминского и других массивов, с которыми связана основная шеелитовая минерализация в районе; заложилась основные разрывы северо-западного направления.

В маастрихтском веке на северо-западе района вновь возобновилась магматическая деятельность. Она выразилась в извержении в основном пирокластического материала и внедрении субвулканических интрузий среднего

состава в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского разлома, по которому произошли главные вертикальные движения. В образовавшемся в зоне разлома грабене в датском веке формировались терригенные отложения и продолжались извержения лав и пирокластического материала.

В палеоцене сформировался Самарга-Аньюйский батолит со своими апофизами-Дакпинским массивом, крупными интрузивными телами в составе Сукпайского и Чуинского массивов и серией небольших интрузий гранитов, с которыми связана в основном оловянная и вольфрамовая минерализация. В это же время в районе завершились пликративные деформации, обновились старые и возникли новые разрывные нарушения, вновь произошли подвижки по Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому, дислоцировавшие образования свиты Кандахэ.

На рубеже палеоцена и эоцена на северо-западе и юго-востоке района сформировались небольшие покровы андезибазальтов, затем (в эоцене) внедрились многочисленные дайки среднего состава прибрежного комплекса, обновились некоторые разрывы.

В миоцене заложились основа современной гидросети и сформировались галечники, сохранившиеся на правом берегу р. Анюй. С последующими вспышками вулканизма, давшими покровы базальтов кизинской свиты, район вступил в эпиплатформенный этап развития. Последовавшее с плиоцена сводовое поднятие привело к резкому усилению, эрозии, денудации и созданию современного рельефа.

Геодинамический анализ изложенного материала может выглядеть следующим образом. С перми до поздней юры территория характеризовалась океанической обстановкой осадконакопления, вероятно, располагаясь в пределах окраинного морского бассейна с глубоководными впадинами, в которых накапливались кремнистые осадки и илы, в то время как на островных дугах формировались вулканиты и биогермы известняков. В поздней юре-раннем берриасе происходит резкая смена вулканогенно-кремнистых формаций терригенными, что свидетельствует о смене океанической обстановки, видимо, обстановкой пассивной континентальной окраины, осложненной рифтами, свидетельством чему служит субщелочной комплекс ультраосновных фойдитов. С середины берриаса, в результате коллизии Евразийской и Тихоокеанской плит, формируется окраина трансформного типа. Результатом этого процесса в исследованном районе является заложение Центрально-Сихотэ-Алиньского левого сдвига и оперяющих его Дакпинского и Кабули-Верхнехорского дизъюнктивов. С началом движений по этому сдвигу связывается выведение на поверхность раннемезозойского кремнистого комплекса и его разрушение, о чем свидетельствуют валанжинские конгломераты с галькой кремней. Раннемеловая седиментация протекала в обстановке континентального склона и его подножия, где отлагались турбидиты. С середины апта до альба, вероятно, происходила главная фаза коллизии, проявившаяся в аккреции и скупивании террейнов, сопровождавшихся складчатостью, надвигообразованием, а за пределами территории (в Аньюйском блоке) метаморфизмом. Завершился этот процесс заложением зоны субдукции, что вызвало последовательное внедрение гурских габбро и хунгарийских гранитов в альб-сеномане. Последующее развитие субдукционных процессов вплоть до палеогена привело к формированию Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогенного

пояса и сопровождалось внедрением многофазных интрузивов. С этого времени территория испытывает общее поднятие и вступает в платформенную фазу развития, сопровождающуюся многоэтапным рифтогенезом и деформациями типа правых сдвигов.

## 6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах средневысотного (абс. выс. 800-1400 м, высшая точка - 1792 м) и низковысотного (абс. выс. 600-800 м) рельефа горного хребта Сихотэ-Алинь и его отрогов. По морфогенетическому принципу рельеф разделен на две категории: выработанный и аккумулятивный, которые, в зависимости от преобладающих рельефообразующих факторов, подразделены на несколько генетических форм.

**Выработанный рельеф** подразделяется на структурно-денудационный, денудационный и эрозионно-денудационный.

**Структурно-денудационный рельеф** сформировался на миоценовых вулканических покровах и некоторых позднемиоценовых-палеоценовых интрузивных массивах.

Рельеф, предопределенный препарировкой вулканических покровов базальтоидов, распространен на северо-западе, юге и северо-востоке территории. Он характеризуется широкими платообразными водоразделами с абсолютными отметками на разных покровах от 550 до 900 м, слабо наклоненными (до  $10^{\circ}$ ) к долинам рек, и узкими крутыми склонами высотой 5-25 м. Поверхности водоразделов сухие, ровные, заросшие хвойным лесом. На склонах часто отмечаются глыбовые развалы.

Исходя из того, что вулканические покровы сформировались в миоцене и до настоящего времени подвергаются процессам денудации, возраст рельефа определяется как миоцен-четвертичный.

Рельеф, предопределенный препарировкой интрузивных тел, выделяется в междуречье Самарга - Анюй на сравнительно устойчивых к выветриванию гранодиоритах массива г. Плато и гранитах в верховьях р. Лев. Чуи. Этот тип рельефа характеризуется сглаженными массивными формами водоразделов с абсолютными отметками от 1100 до 1750 м, пологими и средней крутизны выпуклыми склонами, U-образным профилем речных долин. На склонах часто встречаются скальные останцы высотой до 20 м, развиты глыбовые осыпи. Относительные превышения отпрепарированных интрузий над окружающими образованиями составляют 200-250 м.

Такой тип рельефа, предопределенный селективной денудацией геологического тела, относится к категории морфоскульптуры [14], абсолютный возраст которой определяется возрастом конформного ей геологического тела. Таким образом, возраст этого типа рельефа, исходя из возраста интрузий и продолжительности процессов денудации, обусловивших современную форму рельефа, определяется как палеоген-четвертичный.

**Денудационный рельеф** сформировался на выположенных широких участках водоразделов и на равнине по левобережью р. Хор. На водоразделах участки денудационного рельефа представлены субгоризонтальными поверхностями выравнивания с абсолютными отметками от 800 до 1530 м. На высотах с отметками 800-1100 м поверхности представляют собой ровные сухие задернованные и залесенные площадки, а на высотах свыше 1200 м они лишены растительности, каменистые, с глыбовыми развалами и скальными останцами высотой от 2 до 14 м. На правобережье р. Хор денудационный рельеф представлен холмистой равниной с абсолютными высотными отметками 420-450 м. Склоны холмов пологие (до  $5^{\circ}$ ), сухие, залесенные и задернованные, с мощным чехлом рыхлых отложений. Ложбины с плоским днищем заболочены.

**Эрозионно-денудационный рельеф** по степени интенсивности проявления рельефообразующих факторов подразделяется на слабо, средне и сильно расчлененный.

*Слабо расчлененный рельеф* сформировался в основном в центральной и южной частях территории на абсолютных отметках свыше 1100 м. Ведущими рельефообразующими факторами здесь являются процессы плоскостного смыва и медленной солифлюкции. Рельеф характеризуется куполовидными вершинами и пологими ( $5-15^{\circ}$ ) выпуклыми склонами, на которых развиваются курумы и натечные террасы с высотой уступов 0,5-1 м. Эрозионные ложбины слабо развиты и имеют широкий U-образный профиль.

*Средне расчлененный рельеф* наиболее распространен. По генезису он подразделяется на два типа - созданный преобладающими процессами плоскостного смыва и эрозии и созданный действием солифлюкции.

Рельеф, созданный процессами плоскостного смыва и эрозии, представляет всю западную часть территории с высотными отметками в среднем 700-900 м (максимальная 1039 м). Для него характерны невысокие куполовидные вершины, широкие уплощенные водоразделы, склоны пологие ( $5-15^{\circ}$ ) вогнутого и средней крутизны ( $15-20^{\circ}$ ) прямого профилей, общая залесенность. Долины рек и ручьев широкие с плоскими днищами, иногда заболоченные.

Рельеф, созданный действием солифлюкции и переработанный склоновыми процессами, формируется в основном в центральной части территории, в пределах хребта Сихотэ-Алинь, на высотах свыше 1200 м, где преобладают процессы морозного выветривания. Он характеризуется узкими извилистыми водоразделами с курумами, скальными останцами и гребнями, гольцовыми асимметричными вершинами с относительными превышениями 150-200 м, сохранившимися ледниковыми цирками (междуречье Анюй-Самарга), крутыми ( $20-25^{\circ}$ ) и средней крутизны ( $15-20^{\circ}$ ) склонами прямого и комбинированного профилей. На склонах развиваются плащевидные курумы, которые с увеличением крутизны склонов переходят в глыбовые осыпи и иногда (в эрозионных ложбинах) в каменные реки. Эрозионные ложбины V-образные, глубоко врезанные, с крутыми бортами.

*Сильно расчлененный рельеф* распространен в северо-восточной части территории. Для него характерны абсолютные отметки 1000-1200 м (максимальная 1252 м), узкие извилистые водоразделы с острыми вершинами и скальными останцами высотой до 6 м, иногда со скальными гребнями, сильная эрозионная

расчлененность и крутые (20-40°) склоны. На склонах часты закрепленные и полужакрепленные глыбовые осыпи и оползни. Долины ручьев асимметричные, V-образные в верхнем течении и с плоскими днищами - в нижнем, где в устьях распадков часто образуются конусы выноса.

Возраст денудационного и денудационно-эрозионного рельефа в целом определяется четвертичным на том основании, что в одновременно сформированных речных долинах присутствуют уровни террас от реликтовых ранненеоплейстоценовых до голоценовых. Однако не исключено, что некоторые участки широких водоразделов имеют более древний возраст.

**Аккумулятивный рельеф** включает поймы, речные террасы, склоны пролювиально-делювиальных шлейфов и ледниковые формы.

*Современные поймы* развиты в долинах практически всех водотоков района кроме их верховьев. Поверхность пойм неровная, бугристая, залесенная, в долинах крупных рек участками заболоченная, с большим количеством протоков и отшнурованных стариц. Поймы включают в себя также галечные косы, острова, отмели, прирусловые валы. Высота пойм над урезом воды составляет 0,5-2 м, ширина в долинах рек Хор, Анюй и Самарга достигает 1,5 км.

*Первая надпойменная терраса* высотой 3-8 м распространена в долинах наиболее крупных рек. Поверхность террасы слабо (1-5°) наклонена в сторону русла, обычно ровная, заросшая хвойно-широколиственным лесом, в долине р. Хор местами заболочена. Она ограничивается четким, как правило, крутым, реже обрывистым уступом и отчетливым тыловым швом. Ширина террасы составляет 50-500 м, достигая в долине р. Хор 4 км.

*Вторая надпойменная терраса* - аккумулятивная, реже цокольная, высотой 10-20 м, ограничено распространена в долинах рек Хор и Анюй. Поверхность террасы ровная, сухая, залесенная, слабо (до 5°) наклонена в сторону русла. Она ограничивается крутыми (до 40°), реже обрывистыми уступами и нечетко выраженным, перекрытым склоновыми отложениями тыловым швом. Ширина террасы варьирует от 100 до 800 м.

*Третья надпойменная терраса* имеет крайне ограниченное распространение лишь на левобережье р. Самарга. Она залесена, имеет неровную бугристую поверхность без ясно выраженных уступов и тыловых швов и выделяется только по своему субгоризонтальному положению на склонах долины. Ширина террасы - 40-150 м, относительное превышение над урезом воды составляет 140-300 м.

*Пролювиально-делювиальные шлейфы* располагаются вдоль бортов долин рек Хор, Ёко, Огоми, Лев. Чуи, Самарга и руч. Джамбусикти-Биосани. Их склоны слабо (3-5°) наклонены в сторону русла, имеют мелкобугристую поверхность, переувлажнены, заросли редкой лиственницей, багульником и покрыты мхом. Они плавно сочленяются с другими типами поверхностей. Ширина склонов достигает 800 м, а протяженность - 7 км.

*Ледниковые формы.* Моренные холмы и западины встречаются только в пределах водоразделов Перепадная - Огоми и Анюй - Лев. Чуи на абсолютных высотах 1500-1600 м. Морены имеют холмистую поверхность с высотой отдельных холмов 10-15 м, частично заросшую кедровым стлаником. В истоках р. Перепадная в западине между холмами расположено ледниковое озеро размером 50x30 м.

Возраст террас соответствует возрасту аллювиальных отложений, слагающих соответствующие террасы, а возраст ледниковых форм - возрасту ледниковых образований.

Территория мало перспективна для образования крупных промышленных россыпей, так как, судя по интенсивному врезу водотоков, которые на отдельных участках протекают по коренным породам, и принимая во внимание интенсивную эрозионную расчлененность рельефа, она испытывает тектоническое воздымание. В геоморфологическом отношении исключением является котловинообразная впадина шириной 6 км в долине р. Хор между руч. Джамбусикти-Биосани и р. Сооли, где тектоническое воздымание несколько отстает и происходит накопление рыхлого склонового и аллювиального материала. К сожалению, при поверхностном опробовании полезной минерализации здесь не выявлено. В тоже время, на участках выположенного рельефа, где аллювиальные отложения могут иметь значительную мощность, а по данным шлихового опробования установлены высокие концентрации касситерита, шеелита и вольфрамита, не исключено образование небольших россыпных проявлений. К таким районам можно отнести долину среднего течения р. Чуи.

Формирование рельефа района началось на рубеже раннего и позднего мела, когда геосинклинальные мезозойские толщи были смяты в складки, прорваны интрузиями гранитов хунгарийского комплекса и вовлечены в общее поднятие. К началу сенонской эпохи сформировалась сводовая горная эпигеосинклинальная геоморфоструктура Сихотэ-Алиня [14]. В сеноне на фоне общего воздымания территории формировались крупные тектоно-вулканические впадины, выполненные андезитовыми, дацитовыми и риолитовыми лавами и их туфами. С конца сенона до конца палеогена, при последовательном внедрении многофазных гранитоидных интрузий бута-коппинского и верхнеудоминского комплексов, приведшем к заложению главных горных массивов, в том числе хребта Сихотэ-Алинь, рельеф развивался унаследованно. Протекающие при этом процессы эрозии и денудации привели к интенсивному расчленению района. Преднеогеновая планация рельефа в районе, по мнению Г.И.Худжяков [14], отсутствовала. Об этом свидетельствует также полное отсутствие кор выветривания на выравненных участках водоразделов исследованной территории. К началу миоцена сформировалась основа современной гидросети. Излияния базальтов кизинской свиты заполняли существующие впадины, лишь незначительно меняя общий рисунок речных долин. В раннюю пору неоплейстоцена при дальнейшем поднятии горной области произошло резкое углубление и расширение речных долин, уничтожение большей части покровов кизинской свиты. В среднюю и позднюю пору рельеф формировался при относительно спокойном тектоническом режиме. Интенсивная донная эрозия сменилась боковой, что привело к образованию поверхностей аллювиальных террас. Чередование периодов потепления и похолодания способствовало вершинному оледенению, в результате которого образовались ледниковые цирки на вершинах свыше 1500 м. В голоцене район продолжает испытывать поднятие.

## 7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известны проявления, пункты минерализации, шлиховые и вторичные геохимические ореолы рассеяния металлических полезных ископаемых, малое месторождение кирпичных глин. Ведущими полезными ископаемыми являются вольфрам и олово.

### Металлические ископаемые Черные металлы

**Марганец.** На севере территории, где распространены сангинская и джаурская свиты, выявлены два пункта минерализации марганца (I-3-3, -4) в делювиальных и аллювиальных обломках. Рудоносными являются слабо брекчированные кремнистые породы с примазками и тонкими (до 2 мм) прожилками гидроокислов марганца. Содержание марганца в штучных пробах составляет 3-5%. Установлены также 0,001% молибдена (I-3-3) и 0,01 г/т золота (I-3-4). Эти пункты минерализации, в связи с низкими содержаниями элементов и непромышленным гидротермально-метасоматическим типом оруденения, не представляют практического интереса.

**Титан.** В районе известны два пункта минерализации титана, генетически связанные с субвулканическими интрузиями светлореченского комплекса. Пункт минерализации в бассейне руч.Тихий (I-2-3) приурочен к телу авгититов с площадью выхода около 1 км<sup>2</sup>. По результатам химического анализа пробы, отобранной из делювиальных глыб на площадке 10x10 м и состоящей из 30 сколков, содержание двуокиси титана составляет 5,61% [25]. Спектральным анализом в этой пробе установлены ванадий (0,02%), стронций (0,03%), скандий (0,002%) и иттрий (0,001%). Второй пункт минерализации (II-3-1) приурочен к мончикитам, входящим в состав субвулканической интрузии (4 км<sup>2</sup>) на водоразделе Прав. Чуи - Анюй. В 7 штучных пробах установлено 1-10% титана и 0,1-1% ванадия [20]. В связи с низкими содержаниями ильменита в этих породах, титан, вероятно, концентрируется в труднообогатимых силикатных минералах (титан-авгите) и в настоящее время промышленного интереса не представляет.

### Цветные металлы

**Медь.** Медная минерализация в ассоциации со свинцовой и цинковой представлена проявлением и пунктом минерализации.

Проявление в естественном обнажении на правом берегу р.Анюй (III-3-1) локализовано в алевролитах нижней подсвиты ключевской свиты. Рудное тело мощностью 12 м залегает согласно с напластованием пород (аз.пад. 130°, угол пад. 80°). По простиранию оно не прослежено, но, судя по маршрутным данным, протяженность его может достигать 1 км и более. Руды состоят (определения в 2 аншлифах) из пирротина (35-40%), сфалерита (10-20%), галенита (1%), халькопирита (1-5%), пирита (2-4%). По пириту развивается марказит, по пирротину - мельниковит. Пирротин и сфалерит образуют аллотриоморфно-зернистые сростания мелких зерен которые рассечены многочисленными трещинами. Трещины в краевых частях выполнены галенитом, в центральных - халькопиритом. Содержания элементов в руде, по результатам спектрального

анализа 5 штуфных проб, отобранных вкрест простирания рудного тела, колеблются: меди - от 0,2 до 3%, цинка - от 0,6 до 3%, свинца - от 0,002 до 1%, серебра - от 3 до 5 г/т, кроме того, в повышенных количествах присутствуют висмут (до 0,01%) и кадмий (до 0,06%). Прогнозные ресурсы по категории  $P_2$  при предполагаемом размахе оруденения по падению не менее 200 м, протяженности 1000 м и минимальном промышленном содержании меди 0,9% составят 32 тыс.т. При содержаниях цинка - 1,33% и свинца - 0,45% их прогнозные ресурсы составят соответственно 47 тыс.т и 16 тыс.т [25]. Поскольку прогнозные ресурсы этого проявления незначительны, самостоятельного значения оно не имеет, но если в близ лежащих районах будут обнаружены другие подобные залежи, то это рудное тело может представлять промышленный интерес.

Пункт минерализации (III-3-4) находится в гранитах хунгарийского комплекса в верховьях руч. Оловянный и представлен минерализованной зоной дробления мощностью до 3,5 м [33]. Содержания меди и свинца в бороздовых пробах и штуфах из делювия составляют 0,01-0,8%, бериллия - 0,001-0,08%. Из-за низких содержаний элементов и небольших параметров зоны, пункт минерализации не представляет интереса.

**Свинец.** Свинцовая минерализация в районе практически всегда ассоциирует с цинковой. Выявлено 4 пункта минерализации и 3 вторичных геохимических ореола рассеяния, расположенные преимущественно в юго-восточной части территории. Пункты минерализации с содержанием свинца 0,1-1,0% приурочены к кварцевым жилам (I-1-3, IV-4-4), сульфидизированным алевролитам (IV-3-4) или к зонам дробления мощностью 1-1,5 м в алевролитах (IV-4-1) журавлевской и ключевской свит. Содержания цинка составляют 0,04-0,5% (IV-4-1, I-1-3), иногда (I-1-3) присутствуют серебро (3 г/т) и мышьяк (0,6%).

Геохимические ореолы рассеяния свинца (II-4-2, III-4-1, -2) локализованы преимущественно в полях распространения ключевской свиты. Содержание свинца в донных осадках составляет 0,004-0,04%, цинка - 0,02-0,04%, иногда до 0,08%, олова - 0,0003%; часто присутствует серебро (0,2-0,3 г/т). В аллювии наиболее глубоко врезанных долин водотоков появляется касситерит, образующий ореол рассеяния (III-4-3) в верховьях р. Одо и руч. Длинный. По аналогии с месторождениями Приморья [2], эти ореолы могут отражать надрудные зоны оловянных проявлений.

**Молибден.** На территории листа выявлено 1 проявление, 1 пункт минерализации, 2 вторичных геохимических ореола рассеяния молибдена и 1 шлиховой ореол рассеяния молибденита.

Проявление участка Сысоева (III-2-8), выявленное В.А.Ярмолюком [49] на правом берегу р.Лев.Чуи, локализовано в гранит-порфирах верхнеудоминского комплекса, прорывающих алевролиты журавлевской свиты. При проведении поисковых работ [33] канавами вскрыты 3 кварцевые жилы северо-западного направления мощностью 20-35 см и протяженностью 50-340 м. В зальбандах жил развита густая сеть тонких (1-5 мм) прожилков кварца с вкраплениями молибденита. Ширина зон тонкопрожилкового окварцевания достигает 60 м. Содержание молибдена в кварцевых жилах и их зальбандах, опробованных бороздовыми пробами на ширину от 0,2 до 2,9 м, колеблется от 0,1 до 0,78%. По результатам

станнометрической съемки в этих породах установлены до 0,04% касситерита и до 0,01% вольфрамита. В штучных пробах, отобранных из делювиальных обломков, определены молибден, вольфрам, висмут, мышьяк, цинк, медь в количествах 0,02-1% и олово - 0,005-0,1%. Прогнозные ресурсы молибдена по категории  $P_2$  оценены в 15 тыс.т при следующих параметрах рудных тел: общая протяженность по простиранию - 450м, средняя мощность - 30м, предполагаемой глубины распространения оруденения - 100м, среднее содержание металла в руде - 0,4% [25]. Поскольку зоны прожилкового окварцевания опробованы не на всю мощность и перспективы остались неясными, на проявлении необходимо провести поисково-оценочные работы с проходкой магистральных канав, сплошным бороздовым опробованием и бурением единичных скважин.

Пункт минерализации (IV-4-3) выявлен на левобережье р.Перепадная, где он приурочен к небольшому штоку прожилково-окварцованных гранит-порфиров верхнеудоминского комплекса. Содержание молибдена в штучной пробе составляет 0,04%, вольфрама - 0,01% [16].

Перспективный геохимический ореол рассеяния молибдена в верховьях руч.Длинный (III-4-7) площадью 6 км<sup>2</sup> локализован в поле распространения пород нижней подсвиты ключевской свиты вблизи северо-восточных границ интрузии гранодиоритов верхнеудоминского комплекса (массив г. Плато). Он ассоциирует с геохимическим ореолом рассеяния свинца (III-4-2) и почти полностью совмещается с ореолом рассеяния мышьяка (III-4-6). Содержания элементов в донных осадках составляют: молибден - 0,0003-0,0008%, мышьяк- 0,006-0,01%, медь - 0,006-0,01%, свинец - 0,01-0,04%, цинк - 0,02-0,1%, висмут- 0,0001-0,0002%. Судя по тому, что молибден концентрируется в центральной части этого комплексного ореола рассеяния, медь и мышьяк приурочиваются в основном к его периферийной части, а в пробах с максимальными содержаниями молибдена отсутствуют свинец и цинк, можно предположить наличие здесь выведенного на поверхность рудного тела с ведущей молибденовой минерализацией. Прогнозные ресурсы ореола по категории  $P_3$  (в пересчете на приведенный молибден) составляют 168 тыс.т [25] и соответствуют промышленному месторождению медно-порфирового типа. К тому же в пределах этой же площади возможно обнаружение оловорудных тел (см. "Олово"), что позволяет рассматривать ореол в качестве объекта для постановки поисковых работ.

Геохимический ореол рассеяния молибдена (II-2-3) с неясными перспективами локализован в поле распространения кремнистых пород джаурской и сангинской свит в междуречье Дакпа - Прав.Чуи. Среднее содержание молибдена в донных осадках, при фоновых концентрациях других элементов, составляет 0,0004%.

Шлиховой ореол рассеяния (III-4-9) с содержаниями молибденита в шлиховых пробах от 1 до 10 зерен тяготеет к западной части массива г. Плато в верховьях р. Перепадная. Он может служить объектом для поисков рудных тел в эндо- и экзоконтактовых зонах интрузии гранодиоритов.

**Вольфрам.** Вольфрамовая минерализация проявлена на территории листа наиболее широко, определяя металлогеническую специализацию района. Выявлены

1 проявление, 9 пунктов минерализации, 3 вторичных геохимических ореола рассеяния вольфрама и 18 шлиховых ореолов рассеяния шеелита.

Проявление участка Снеговой (IV-2-7) выявлено на правом берегу р. Кабули. Вольфрамовая минерализация приурочена к гранат-пироксеновым, пироксен-плагиоклазовым и пироксеновым скарнам, образованным по породам (известнякам и вулканитам основного состава) джаурской свиты в экзоконтакте интрузии лейкогранитов верхнеудоминского комплекса. Канавками вскрыты три крутопадающих тела скарнов мощностью 3-10 м и протяженностью до 180 м с низкими (0,003-0,04%) содержаниями трехокси вольфрама в бороздовых пробах (в 3-х пробах из 11 отобранных). Однако, в искусственных шлихах, отобранных из всех бороздовых проб (весом 10-13 кг каждая) минералогическим анализом фиксируется до 100 зерен, иногда до 0,03 г шеелита на шлих. Более высокие содержания трехокси вольфрама (0,14-0,32%) выявлены в 4 штуфных пробах, отобранных из невоскрытых канавками скарнов, 12 местонахождений которых в делювиальных обломках известны в разных частях площади участка. Кроме вольфрама, в скарнах содержатся медь (0,002-0,6%), цинк (0,001-1%), серебро (0,1-40 г/т), золото (0,006-0,02 г/т). На участке отмечаются также сульфидизированные и прожилково окварцованные породы, содержащие, по результатам штуфного опробования (в 44 пробах из 157 отобранных), молибден (0,0001-0,1%), медь (0,02-0,6%), олово (0,01-0,04%), цинк (0,002-0,1%), золото (0,003-0,02 г/т), висмут (0,001-0,03%), бериллий (0,0001-0,006%), вольфрам (0,003-0,006%). Исходя из того, что в пределах участка предполагаются по делювию 12 рудных тел со следующими параметрами каждого из них: длина - 180 м, средняя мощность - 7 м, среднее содержание трехокси вольфрама - 0,32%, глубина распространения оруденения - 100 м, прогнозные ресурсы вольфрама по категории P<sub>3</sub> оцениваются в 9,1 тыс.т. Это проявление рекомендуется для постановки поисков с применением поверхностных горных работ [25].

Пункт минерализации участка Олосо (II-3-5) расположен в бассейне левых притоков верхнего течения р. Прав. Чуи в зоне эндо- и экзоконтакта гранитов хунгарийского комплекса, прорывающих алевролиты светлореченской толщи. Максимальные содержания вольфрама (0,08-0,1%), повышенные содержания бора (0,2-3%) и лития (0,02-0,04%), установленные в двух бороздовых пробах, связаны с прожилками и жилами кварца мощностью от 2 см до 2,5 м и протяженностью до 300 м. В бороздовых и штуфных пробах, отобранных из грейзенизированных гранитов и ороговикованных алевролитов с кварц-сульфидными прожилками, вольфрам содержится в количествах от 0,003 до 0,03%. Из-за низких содержаний полезных компонентов проявлению дана отрицательная оценка [25].

Пункт минерализации участка Купол (III-3-9), обнаруженный В.А.Ярмолюком [49] на водоразделе верховьев р. Самарга и правых притоков р. Перепадная, изучался В.А.Судаковым [42]. Оруденение приурочено к серии кварцевых прожилков мощностью до 10 см в дайке риолитов приморского комплекса и во вмещающих песчаниках верхней подсвиты ключевской свиты. Кварц и вмещающие породы в зальбандах прожилков содержат включения арсенопирита, пирита, халькопирита, вольфрамиты и молибденита. Содержание трехокси вольфрама в отдельных штуфных пробах достигает 1,8%, свинца, меди, молибдена, висмута,

мышьяка - 1%, серебра - 1000г/т, ванадия и кобальта - 0,1%. Из-за слабой изученности перспективы пункта минерализации не ясны. Учитывая высокие содержания металлов, он заслуживает дальнейшего изучения.

Пункт минерализации участка Сагды (IV-1-8) расположен в бассейне р. Сагды-Джагдасу и связан с кварцевыми прожилками, приуроченными к зоне разрывного нарушения северо-западного направления в гранитах верхнеудоминского комплекса. Содержание вольфрама в единичных штучных пробах из делювиальных обломков достигает 1%, висмута - 0,04% [25].

Пункт минерализации участка Безымянный (IV-2-8) выявлен В.А.Ярмолюком [49] в бассейне руч. Пограничный, поисковые работы с большим объемом канав проводились А.В.Кочубеем [33], затем В.А.Судаковым [42]. Тем не менее, жильный кварц с вкраплениями вольфрамита и молибденита, обнаруженный в делювиальных обломках среди лейкогранитов верхнеудоминского комплекса, в коренном залегании остался не вскрытым. В отдельных штучных пробах из этого кварца, по данным спектрального анализа, содержится до 10% (2,6% по данным химического анализа) вольфрама, до 1% молибдена, висмута и цинка, 1-10% свинца, до 1000г/т серебра и до 0,1% меди. Перспективы этого пункта минерализации не ясны.

Пункт минерализации (IV-1-6) участка Джагдасу выявлен в бассейне р.Сагды-Джагдасу в гранитах верхнеудоминского комплекса. Минерализация связана с кварцевыми прожилками мощностью до 20 см. В штучной пробе из делювиальных обломков кварца содержится 0,1% вольфрама, 10-20 г/т серебра, 0,06% олова, 0,002% висмута. Геохимический ореол рассеяния (IV-1-5) с концентрацией вольфрама от 0,003 до 0,1%, установленный в делювиальных и донных отложениях на этом же участке, предположительно обусловлен штокверком [25], прогнозные ресурсы которого по категории  $P_3$  оценены в 6 тыс.т. Он вместе с пунктами минерализации участков Сагды (IV-1-8) и Джагдасу (IV-1-6) заслуживает дальнейшего изучения.

Остальные пункты минерализации приурочены к редким прожилкам или жилам кварца (III-2-1, IV-1-4), к сульфидизированным гранит-порфирам (IV-2-5) и к окварцованным базальтам (II-3-6). Содержание вольфрама в штучных пробах составляет 0,1-0,3%; присутствуют висмут (0,001-0,003%), иногда мышьяк (0,06%), молибден (0,001%), литий (0,04%), золото (0,01-0,02 г/т).

Вторичные геохимические ореолы рассеяния (II-2-5, II-3-8) с концентрациями вольфрама в донных отложениях 0,003-0,005% приурочены к эндо- и экзоконтактовым частям интрузий двуслюдяных гранитов хунгарийского комплекса. Источниками вольфрама в рыхлых отложениях являются, вероятно, штокверковые зоны с шеелитовой минерализацией. Прогнозные ресурсы каждого ореола, оцененные по категории  $P_3$ , составляют по 6 тыс.т [25]. Для их заверки необходима постановка поисковых работ.

Шлиховые ореолы рассеяния с содержаниями шеелита от единичных зерен до весовых значений (см. прил. 2) приурочены в основном к выходам разновозрастных интрузий гранитов. В ореолах рассеяния, тяготеющих к площадям распространения гранитов верхнеудоминского комплекса, как правило, присутствует вольфрамит, иногда в высоких концентрациях (до 0,005 г на шлик). Наиболее перспективными

являются ореолы рассеяния, расположенные в пределах Сукпай-Чуинского рудного района, где возможно обнаружение промышленных проявлений вольфрама шеелит-кварцевого и шеелит-скарнового типов, а также россыпных проявлений. Последние, в частности, можно ожидать в долинах рек Чуи и Сагды-Джагдасу.

**Олово.** Оловянная минерализация, как и вольфрамовая, определяет металлогеническую специализацию района. На территории листа выявлены 4 пункта минерализации, 6 вторичных геохимических ореолов рассеяния олова и 16 шлиховых ореолов рассеяния касситерита.

Пункт минерализации олова (I-2-1) на левобережье р. Хор выше устья р. Дакпа выявлен в аллювиальных обломках жильного кварца с вкрапленностью сульфидов. Анализы штучных проб показали содержания олова 0,001-0,4%, меди 0,01%, свинца 0,1%, серебра 1-30 г/т, висмута 0,001-0,02%.

Пункт минерализации участка Прямой (III-3-8) выявлен В.А.Судаковым [42] в верховьях р. Самарга. Минерализация приурочена к окварцованным песчаникам нижней подсвиты ключевской свиты и жильному кварцу с вкрапленностью сульфидов, обнаруженных в делювиальных и аллювиальных обломках. Содержание олова в единичных штучных пробах достигает 1,27%, свинца - 1%, цинка - 3%, серебра - 50г/т, мышьяка - 1%. Перспективы участка не ясны.

Пункт минерализации участка Джагдасу (IV-1-9) расположен в пределах вторичного геохимического ореола рассеяния олова (IV-1-7) на левобережье р. Сагды-Джагдасу в среднезернистых биотитовых гранитах верхнеудоминского комплекса. Минерализация приурочена к кварцевым прожилкам мощностью до 20 см, локализованным в брекчированных гранитах в зонах разрывных нарушений. Штучным опробованием делювиальных обломков кварца, окварцованных и брекчированных гранитов установлены: олово - 0,01-0,2%, в отдельных пробах - вольфрам - до 0,1%, молибден - до 0,006%, висмут - до 0,06%, свинец - до 0,2%, цинк - до 0,1%, мышьяк - до 1%, серебро - до 30 г/т и золото - до 0,2 г/т. В донных отложениях средние концентрации олова достигают 0,007%, свинца - 0,0026%. Из-за низких содержаний элементов и рассеянного характера минерализации объект не представляет промышленного интереса.

Пункт минерализации участка Крутой (IV-3-3) выявлен В.А.Судаковым [42] на левобережье руч. Залесенный. Оруденение приурочено к зоне сульфидизированных алевролитов верхней подсвиты ключевской свиты мощностью до 0,8 м. Содержание олова в единичных штучных пробах достигает 3%, свинца - 3%, цинка - 10%, серебра - 10 г/т. Из-за небольших параметров рудного тела перспективы участка признаны отрицательными [42].

Вторичные геохимические ореолы рассеяния олова в донных отложениях в большинстве своем фиксируют участки с рассеянной оловянной минерализацией. Практический интерес представляют ореолы, расположенные в верховьях рек Прав. Чуи (II-2-4) и Анюй (III-3-6), приуроченные к эндо- и экзоконтактам интрузий, соответственно, хунгарийского и бута-коппинского комплексов с терригенными образованиями позднеюского-раннемелового и раннемелового возраста. Средние содержания олова в них составляют, соответственно, 0,0022% и 0,0017%, а подсчитанные прогнозные ресурсы по категории  $P_3$  - 49 и 198 тыс.т. Судя по геологической ситуации, в пределах этих ореолов можно ожидать проявления олова

касситерит-кварцевой формации, и потому оба они заслуживают дальнейшего изучения. Вблизи этих ореолов расположены еще два вторичных геохимических ореола рассеяния с близкими содержаниями олова, в междуречье Анюй - Прав. Чуи (II-3-4) и на левобережье р. Самаргинский Перевал (III-2-6). В отличие от первых, они находятся в менее благоприятной обстановке, среди массивов гранитоидов бута-коппинского комплекса, и являются малоперспективными.

Шлиховые ореолы рассеяния касситерита (прил. 2) пространственно тяготеют к интрузиям верхнеудоминского комплекса и размещены преимущественно в пределах Сукпай - Анюйского рудного района. Они частично или полностью совмещены со шлиховыми ореолами рассеяния шеелита и геохимическими ореолами рассеяния олова. Концентрации касситерита варьируют в них от единичных знаков до 0,12 г на шлик.

По аналогии с олово-полиметаллическими месторождениями Приморья, где А.И.Бураго [2] установлено закономерное распределение элементов в рудных телах: в нижних частях их в повышенных концентрациях, наряду с оловом накапливаются молибден, медь, а в верхних - серебро, свинец, цинк, перспективными на олово могут оказаться геохимические ореолы рассеяния свинца II-4-2, III-4-1,-2, в пределах которых такая закономерность находит подтверждение. Благоприятным является и их расположение в экзоконтактных зонах массива гранодиоритов г. Плато в местах пересечения разрывов северо-восточного и северо-западного направлений. Здесь можно ожидать слабо эродированные оловорудные проявления с прогнозными ресурсами категории  $P_3$ , соответственно, 18 тыс. т, 18 тыс. т и 24 тыс. т [25].

**Мышьяк** является сопутствующим элементом золото-серебряного, реже олово-полиметаллического оруденения и встречается в сульфидизированных породах и жильном кварце в количествах 0,1-3%, образуя в районе 9 пунктов минерализации и один вторичный геохимический ореол рассеяния в донных отложениях (прил. 2).

**Висмут.** В районе известны 2 пункта минерализации и 1 вторичный геохимический ореол рассеяния висмута.

Пункты минерализации обнаружены в делювиальных обломках вблизи интрузий гранодиоритов верхнеудоминского комплекса. В штучных пробах из сульфидизированного кварца в верховье р. Перевальная (III-4-11) содержится 0,01% висмута и 0,6 г/т серебра, а на правобережье среднего течения р. Перевальная (IV-3-2) - 0,3% висмута, 0,02% вольфрама, 0,05% молибдена и 0,5% мышьяка.

Вторичный геохимический ореол рассеяния в донных отложениях верховий руч. Длинный (III-4-10) с концентрацией висмута 0,0003% приурочен к интрузии гранодиоритов верхнеудоминского комплекса. Здесь же в пределах шлиховых ореолов рассеяния шеелита с вольфрамитом, молибденитом и касситеритом в аллювии встречаются редкие зерна базобисмутита.

#### Благородные металлы

**Золото.** Выявлено 3 пункта минерализации золота. В пунктах минерализации на левобережье руч. Тихий (I-3-5) и правобережье нижнего течения р. Кабули (IV-1-3) в делювиальных обломках сульфидизированных песчаников с прожилками кварца содержания золота, по результатам штучного, опробования составляют 0,2-

0,4 г/т, а в коренном выходе прожилково окварцованных алевролитов на правом берегу р.Самарга (IV-3-6) - 10г/т [16]. Золото в низких (0,01-0,2 г/т) концентрациях ассоциирует также с мышьяком (I-1-4, I-3-8, III-2-3), оловом (IV-2-6), иногда вольфрамом, медью и свинцом (II-3-6, III-2-1, IV-2-7). Кроме того, единичные знаки золота встречаются в аллювии практически всех речных систем района. Специализированные поиски на золото не проводились.

**Серебро.** На территории листа известны 2 пункта минерализации серебра. Пункт минерализации серебра (I-3-9) расположен в левом притоке руч. Тихий. Здесь в штучной пробе из аллювиального обломка тектонических брекчий с кварцевым цементом содержание серебра достигает 300 г/т.

Пункт минерализации серебра (III-4-11) установлен в верховьях руч. Огоми вблизи геохимического ореола рассеяния свинца. В аллювиальных обломках прожилково окварцованных алевролитов его содержание составляет 40 г/т.

Серебро часто ассоциирует с золото-мышьяковой и вольфрамово-молибденовой минерализацией. Первая ассоциация, ввиду низких содержаний серебра (до 6 г/т), не представляет интереса, а во второй, где содержание серебра достигает 1000 г/т (IV-2-8, III-3-9), оно может представлять интерес как попутный компонент в оловянных и редкометальных проявлениях.

#### Радиоактивные элементы

**Уран.** Пункт минерализации урана (IV-2-6) выявлен на участке Снеговой по правому берегу нижнего течения р.Кабули и связан с пироксен-плагиоклазовыми скарнами, образовавшимися, предположительно, по туфам основного состава. Рентгено-радиометрическим анализом в них установлено 0,0175% урана.

В донных отложениях уран обнаружен в бассейнах рек Тивяку (I-1-1) и Мал. Дакпа (I-2-2). Средние содержания урана в них не превышают 0,0042% и из-за низких содержаний интереса не представляют.

#### Неметаллические ископаемые

##### Драгоценные и поделочные камни

**Алмазы.** Поиски алмазов проводились ФГУ ГПП "Дальгеофизика" [19] при наземной заверке аэромагнитной аномалии на водоразделе Прав. Чуи - Анюй, связанной с интрузией ультраосновных фойдитов светлореченского комплекса (участок Солонцовый). По мнению исполнителей, автомагматические брекчии пикритов, входящие в состав интрузии, являются кимберлитами, а акцессорный муассанит, установленный в шлиховых и минералогических пробах, - спутником алмазов. В минералогической пробе из канавы на правом берегу руч. Солонцовый ими выявлено более 200, а в штучной пробе из делювия на левом борту долины р. Прав.Чуи - 26 зерен и осколков минерала размером от 0,05 до 0,3 мм, диагностированного в качестве алмазов. Идентификация алмазов устанавливалась по твердости на муассанитовой пластине и коэффициенту преломления в иммерсионных жидкостях, а 2-х зерен - методом рентгено-структурного анализа. При контрольных рентгено-структурных исследованиях наличие алмазов не подтвердилось [36]. По заключению Б.Л.Залищак (ДВГИ, г. Владивосток), изучавшему петрографический состав пород, названных исполнителями

кимберлитами, в них "не установлены минералы, типоморфные для алмазоносных кимберлитов, и минералы высоких давлений"[19], поэтому называть эти брекчии кимберлитами нет оснований. Муассанит является обычным акцессорным минералом, присутствующим в самых разнообразных магматических, метаморфических и осадочных породах в высокотемпературных (гексагональная) и низкотемпературных (кубическая) модификациях.

Таким образом, алмазоносность участка Солонцовый однозначно не установлена, и потому на Карту полезных ископаемых проявление не вынесено. Для оценки алмазоносности участка необходимо проведение дополнительных специализированных работ.

## Строительные материалы

### Глинистые породы

*Месторождение глин* (I-1-5) расположено в долине р.Хор ниже устья р.Сооли и приурочено к верхнечетвертичным аллювиально-озерным отложениям. Оно представлено пластом монтмориллонитовых глин мощностью более 3 м, вскрытым шурфами через 50-200 м по профилю длиной 3 км [25]. Проведенными испытаниями установлены: верхний предел пластичности глин - 36.48, нижний - 25.03, число пластичности - 11.45. Цвет черепка, обожженного при температуре 1150°C, светло-оранжевый (кирпичный). Исходя из таких свойств, глины являются легкоплавкими, умеренно пластичными и пригодны для изготовления кирпича, черепичных изделий и пустотелых блоков. Ресурсы глин, исходя из площади распространения аллювиально-озерных отложений в 30 км<sup>2</sup>, средней мощности пласта 3 м и удельного веса глин 2,5 т/м<sup>3</sup>, составляют 112,5 млн.т.

## 8.ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа находится в пределах Сихотэ-Алиньской минерагенической области [30]. Вся рудная минерализация района связана с двумя структурно-формационными комплексами - геосинклинальным и главным орогенным. С геосинклинальным комплексом связаны проявления марганца и титана, а с главным орогенным - вся ведущая олово-вольфрамовая и золото-полиметаллическая минерализация. В соответствии со схемой минерагенического районирования [30], выделяются Главная (Сихотэ-Алиньская) оловянно-вольфрамово-полиметаллическая минерагеническая зона, накладывающаяся на более раннюю Центрально-Сихотэ-Алиньскую (Аньюскую) вольфрамово-оловянно-титановую минерагеническую зону и перекрывающаяся более поздними Западно-Сихотэ-Алиньской золото-серебряной и Восточно-Сихотэ-Алиньской золото-серебряно-медной минерагеническими зонами. В составе минерагенических зон по ассоциации проявлений, шлиховых и геохимических ореолов рассеяния, с учетом геолого-структурной обстановки, выделяются Тормасу-Гобиллинский, Бута-Коппинский, Тагэминский оловянно-вольфрамовые, Сукпай-Чуинский вольфрамово-оловянный,

Дагды-Сандинский медно-молибденовый рудные районы и Верхнесоолийский рудный узел, главная минерализация которого уходит за пределы территории.

По времени образования минерагенические зоны соответствуют трем минерагеническим эпохам: мезозойской, позднемезозойско-раннекайнозойской и кайнозойской. С мезозойской эпохой связаны пункты минерализации марганца в кремнисто-глинистых породах джаурской и сангинской свит и проявления титана в интрузиях ультраосновных фойдитов светлореченского комплекса. Позднемезозойско-раннекайнозойская минерагеническая эпоха являлась наиболее продуктивной и представлена, главным образом, минерализацией олова, вольфрама и полиметаллов. Кайнозойская эпоха характеризуется полиметаллической, золото-серебряно-медной минерализацией и формированием месторождения глин.

Большинство проявлений полезных ископаемых располагается в пределах Сукпай-Чуинского вольфрамово-оловянного и Дагды-Сандинского медно-молибденового рудных районов. Они локализованы в надынтрузивной зоне Самарга-Аньюйского батолита, который фиксируется обширным гравитационным минимумом поля силы тяжести. Формирование и размещение полезных ископаемых подчинено рудоконтролирующим факторам, основными из которых являются магматический, тектонический и литолого-петрологический.

*Магматический фактор* является ведущим в образовании и размещении оловянной, вольфрамовой, молибденовой и титановой минерализации. В Сукпай-Чуинском вольфрамово-оловянном, Тормасу-Гобилинском, Бута-Коппинском и Тагэминском оловянно-вольфрамовых рудных районах минерализация вольфрама, олова и молибдена связана с различными фазами гранитоидов хунгарийского, бута-коппинского и верхнеудоминского комплексов. В связи с тем, что гранитоидные фазы этих комплексов находятся в тесной пространственной связи в одних и тех же массивах, невозможно определить преобладающий тип рудной минерализации, принадлежащий конкретному комплексу. Минерализация в основном приурочена к экзо- и эндоконтактам интрузивов, а также концентрируется во вмещающих образованиях надынтрузивной кровли. В эндоконтактах сосредоточена минерализация грейзенового и кварцево-жильного типов. В экзоконтактах и по мере удаления от контактов интрузивных тел оруденение локализуется в различного типа метасоматически и гидротермально измененных породах. Проявления титана (I-2-3, II-3-1) напрямую связаны с формированием субвулканических интрузий авгититов и мончикитов, где титан входит в состав ильменита и присутствует в качестве примеси в силикатных минералах.

*Тектонический фактор* предопределяет наиболее благоприятную обстановку для рудогенеза, условий локализации рудной минерализации и морфологию рудных тел. Разрывы северо-восточного направления являются рудоконтролирующими. В Центрально-Сихотэ-Алиньской минерагенической зоне к ним приурочено большинство зон дробления, жильного окварцевания и гидротермального изменения вмещающих пород. В оперяющих их трещинах и сопряженных с ними разрывах северо-западного направления концентрируются рудная олово-вольфрамовая и молибденовая минерализация. Разрывные нарушения субширотного и северо-западного направлений контролируют оловянную, полиметаллическую и золото-серебряную минерализацию, наиболее проявившуюся в пределах Дагды-

Сандинского медно-молибденового рудного района. С ними связаны проявления и пункты минерализации свинца, висмута, серебра, золота, молибдена и цинка кварцево-жильного типа.

*Литолого-петрологический* фактор играет существенную роль в характере распределения и концентрации постмагматической минерализации. Так, залежь медно-колчеданных руд (III-3-1) локализована среди алевролитов ключевской свиты. Здесь, судя по геологической обстановке, подверглись метасоматическому замещению вулканиты основного состава, распространенные среди терригенных пород. Известняки и вулканиты основного состава карбонатной толщи, джаурской и сангинской свит и светлореченской толщи являются наиболее благоприятными породами для образования скарнов с вольфрамовым оруденением в экзоконтактовых зонах интрузий хунгарийского, бута-коппинского и верхнеудоминского комплексов. В кремнистых породах этих подразделений концентрируется марганцевая минерализация. Среди раннемеловых терригенных образований наиболее благоприятными для локализации постмагматического оруденения являются алевролиты журавлевской и ключевской свит. Так как это хрупкие и наименее проницаемые породы, рудная минерализация концентрируется в них преимущественно в виде хорошо образованных прожилков в ареалах развития гранитоидов, практически не рассеиваясь по массе породы.

Профилирующими полезными ископаемыми района являются олово и вольфрам. Интерес представляют проявления молибдена, меди и серебра в качестве попутных компонентов. Ниже приводится краткая характеристика и оценка перспектив прогнозируемых перспективных площадей.

*Кабули-Чуинская площадь - I.1.0.1 W, Sn (1400 км<sup>2</sup>)*, протягивающаяся широкой полосой из прилегающих с юго-запада территорий до центральной части рассматриваемого района, охватывает бассейн р. Кабули и водоразделы рек Чуи, Самарга и Анюй. Благоприятное сочетание магматических, тектонических и литолого-петрологических рудоконтролирующих факторов, отразившихся в формировании грейзенов, скарнов и прожилкового окварцевания в обрамлении и апикальных частях интрузивов гранитоидов хунгарийского, бута-коппинского и верхнеудоминского комплексов, выявленные перспективные проявления вольфрама (IV-1-8, III-2-8, III-3-9), молибдена (IV-2-8), пункты минерализации вольфрама (IV-4-5, IV-2-7), шлиховые и вторичные геохимические ореолы рассеяния позволяют прогнозировать здесь наличие невыявленных рудных тел. Подсчитанные по контрастным геохимическим ореолам рассеяния суммарные прогнозные ресурсы вольфрама (II-2-5, II-3-8) по категории P<sub>3</sub> составляют 12 тыс.т, а олова (III-3-6) - 198 тыс.т [25]. Кроме того, определенный интерес как сопутствующие компоненты могут представлять олово (III-3-8), медь (III-3-4), серебро (IV-2-8, III-3-9), золото (IV-1-3). Поэтому эта площадь рекомендуется для проведения специализированных поисков масштаба 1:50 000.

Перспективным на обнаружение промышленных проявлений вольфрама и сопутствующих компонентов (меди, серебра) является участок Снеговой (IV-2-7) площадью 20 км<sup>2</sup>, расположенный на левобережье р. Кабули, где в экзоконтакте интрузии лейкогранитов верхнеудоминского комплекса распространены скарнированные породы. Прогнозные ресурсы вольфрама на участке по категории

$P_3$  составляют 9,1 тыс.т [25]. Не вскрытые в коренном залегании тела скарнов с высокими содержаниями компонентов в штуфных и минералогических пробах и недостаточная изученность позволяют рекомендовать участок Снеговой к постановке специализированных детальных поисков второй очереди.

Участок Сысоева с ведущей молибденовой минерализацией (III-2-8) площадью 24 км<sup>2</sup>, расположенный на правом берегу р. Лев. Чуи, выявлен среди гранит-порфиров, прорывающих алевролиты журавлевской свиты. По данным предварительного изучения здесь предполагается штокверковый тип минерализации. Подсчитанные прогнозные ресурсы по категории  $P_2$  в штокверковой зоне прожилкового окварцевания составляют 15 тыс.т металла [25]. Высокие содержания молибдена и сопутствующих компонентов (вольфрам, висмут, мышьяк, цинк) в штуфных пробах, отобранных из делювиальных свалов, и недостаточность опробования зон прожилкового окварцевания в коренном залегании позволяют рекомендовать участок к проведению поисково-оценочных работ второй очереди.

*Самарга-Ануйская площадь - П.1.0.1 Мо, Си (450 км<sup>2</sup>)* выделена в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской золото-серебряно-медной минерагенической зоны. Рудная минерализация здесь предопределяется в основном тектоническим и литолого-петрологическим факторами. В пределах этой площади находятся проявления и пункты минерализации меди (III-3-1), серебра (III-4-5), мышьяка (III-3-2, ), висмута (III-4-11), свинца (IV-4-1), комплексные контрастные геохимические ореолы рассеяния свинца, молибдена, висмута, мышьяка и шлиховые ореолы рассеяния молибденита, шеелита и касситерита. Рудная минерализация приурочена в основном к зонам разрывных нарушений субширотного, реже северо-восточного направлений. Она проявляется в виде зон сульфидизации и прожилкового окварцевания шириной до 300 м и протяженностью до 2 км в алевролитах и аргиллитах ключевской свиты, а также в гранодиоритах третьей фазы верхнеудоминского комплекса [25]. Кроме того, в алевролитах встречаются гнездообразные скопления и прожилки сульфидов. Исходя из обширности зон сульфидизированных пород, здесь можно предполагать медно-порфировый тип оруденения, для которого характерны мощные зоны пиритовых ореолов. Севернее г. Плато прослеживается отчетливая зональность распределения элементов в геохимических ореолах рассеяния. В пределах комплексного ореола рассеяния свинца и цинка (III-4-2) в аллювии наиболее глубоко врезанных водотоков появляется касситерит, образующий ореол рассеяния (III-4-3). Такая закономерность характерна для рудных тел олово-полиметаллических проявлений Приморья [2], где в их нижних частях, наряду с повышенными концентрациями олова, накапливаются молибден и медь, а в верхних - ванадий, серебро, свинец, цинк. В связи с этим, этот и другие (II-4-1, II-4-2) геохимические ореолы рассеяния свинца являются перспективными для поисков слабо эродированных оловорудных проявлений. Учитывая все прямые и косвенные признаки рудной минерализации, Самарга-Ануйская площадь рекомендуется для проведения специализированных поисков масштаба 1:50 000.

## 9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Согласно схеме гидрогеологического районирования Хабаровского края и Еврейской автономной области [9], исследованная территория входит в состав Сихотэ-Алиньской гидрогеологической складчатой области, включающей Центральную-Сихотэ-Алиньский интенсивно расчлененный гидрогеологический массив. Специальные гидрогеологические исследования на территории не проводились.

Питание подземных вод района происходит в основном за счет атмосферных осадков, а их накопление обусловлено коллекторскими свойствами вмещающих пород, геоморфологическими и тектоническими особенностями областей формирования. В летнее время, когда выпадает основное количество осадков, запасы вод значительно увеличиваются. В областях сильно расчлененного рельефа с крутыми склонами поверхностный сток наиболее интенсивен, что не способствует образованию крупных скоплений подземных вод в склоновых отложениях.

В зависимости от типа коллектора, вещественного состава водовмещающих пород и трещиноватости, подземные воды образуют один горизонт и два комплекса.

*Водоносный горизонт неоплейстоценовых-голоценовых аллювиальных отложений* распространен в речных долинах и является наиболее перспективным с точки зрения водоснабжения. Водовмещающими являются галечно-гравийно-песчаные отложения, слагающие пойму и террасы. Мощность отложений достигает 20 м. Водоупором служат коренные породы цоколя и глинистые прослои. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и разгрузки трещинных вод. Уровень вод достигает максимумов в период таяния снега и в сезон муссонных дождей. В период межени шурфы, пройденные на террасах р. Анной, обводнялись на глубине 0,5-0,6 м. Естественные выходы этих вод в виде родников и мочажин наблюдались у оснований уступов надпойменных террас.

Наибольшие запасы аллювиальных вод могут быть сосредоточены в долине р. Хор ниже устья р. Сооли в отложениях первой надпойменной террасы.

*Водоносный комплекс пластово-поровых вод вулканогенно-терригенных отложений свиты Кандахэ* имеет незначительное распространение в северо-западной части территории. Здесь водовмещающими являются слабо диагенезированные алевриты и песчаники, заполняющие грабен в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского разлома. Предполагаемая мощность свиты достигает 400 м. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и трещинно-жильных вод других комплексов. Из-за отсутствия водоупорного горизонта и ограниченной распространенности, этот комплекс не имеет значения для водоснабжения.

*Водоносные комплексы зон трещиноватости*, распространенные на всей территории, связаны с разрывными нарушениями, зонами трещиноватости и не обнаруживают приуроченности к какому-либо типу пород. Питание трещинных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, аллювиальных вод и таяния сезонной мерзлоты. Разгрузка происходит в долинах водотоков и по зонам разрывных нарушений, которые часто фиксируются мочажинами и истекающим просачиванием воды с дебитом не более 0,5 л/с. Перспективными на обнаружение

## Характеристика водоносных комплексов

Таблица 1

Номер водопункта на схеме и его тип	Местонахождение	Возраст водовмещающих пород	Дебит л/с	Минерализация, г/л	Формула химического состава		Дополнительные сведения
Водоносный комплекс зоны трещиноватости в раннемеловых-палеоценовых интрузивах кислого состава							
1 источник	Руч. Оловянный, левый приток р. Прав. Чуи	К <sub>2</sub>	0,3	0,27	M <sub>0,027</sub>	HCO <sub>3</sub> 91	pH=7,21
						Ca53 (Na+K)34 Mg10	
2 источник	Правобережье р. Лев. Чуи	К <sub>2</sub>	0,1	0,39	M <sub>0,039</sub>	HCO <sub>3</sub> 93	pH=7,06
						Ca46 (Na+K)32 Mg23	
Водоносный комплекс зоны трещиноватости в раннепермских-раннемеловых карбонатно-вулканогенно-кремнистых терригенных отложениях							
3 источник	Руч. Вакули-Бюсани, правый приток р. Чуи	T <sub>2-3</sub>	0,1	0,36	M <sub>0,036</sub>	HCO <sub>3</sub> 86NO <sub>3</sub> 14	pH=7,24
						Ca49 (Na+K)20 Mg28	
Водоносный комплекс в неоплейстоценовых-голоценовых аллювиальных и пролювиально-делювиальных отложениях							
4 шурф	Ключ Осенний, правобережье р. Анюй	Q <sub>III</sub>	0,05	0,50	M <sub>0,050</sub>	HCO <sub>3</sub> 100	pH=6,20
						Ca56 Mg39	
5 шурф	Ключ Осенний, правобережье р. Анюй	Q <sub>III</sub>	0,05	0,48	M <sub>0,048</sub>	HCO <sub>3</sub> 100	pH=6,40
						Ca60 Mg35	

Материалы по водопунктам №№ 1,2,3 - В.А.Дымович, 1985г.[25]; №№ 4,5 - В.А.Исполинов, 1970г.[29]

трещинных вод могут являться базальты кизинской свиты - за счет обильной пористости, а также верхнемеловые эффузивы среднего и кислого состава с интенсивной литогенетической трещиноватостью пород, субгоризонтально залегающие на породах основания. Скопления подземных вод создаются на контактах лавовых потоков, заполняющих неровности древнего рельефа, с водоупорными подстилающими образованиями. Эти воды выходят на поверхность в глубоких эрозионных ложбинах. Наименее продуктивным является водоносный комплекс в раннемеловых - палеоценовых интрузивных образованиях кислого состава, низкая водоносность которого обусловлена массивностью пород и их слабой тектонической трещиноватостью. В этом комплексе питание подземных вод осуществляется только в зонах разрывных нарушений за счет инфильтрации атмосферных осадков и таяния сезонной мерзлоты на высотах свыше 1200 м. В период межени ручьи практически пересыхают. Более обводненными являются раннемеловые терригенные отложения, что обусловлено интенсивной трещиноватостью и капиллярной пористостью песчаных пород, в которой накапливаются атмосферные осадки с последующей медленной разгрузкой в долинах поверхностных водотоков, которые практически никогда не пересыхают.

Воды всех рассмотренных комплексов имеют практически одинаковый химический состав (см. таблицу) и идентичные физические свойства. Они прозрачные (очень редко желтоватые), холодные (3-10°C), без запаха и осадка, ультрапресные (сухой остаток 27-64 мг/л), очень мягкие (0,2-0,47 мг-экв/л), слабо щелочные (pH=7,06-7,27). Среди анионов резко преобладает гидрокарбонат, изредка отмечаются нитрат и сульфат. Среди катионов - кальций, в подчиненном количестве встречаются щелочи и магний. Содержание кремнезема изменяется от 6 до 17,2 мг/л, окисляемость - от 4,2 до 12,8 мг/л. Воды в бассейне р. Анюй [29] незначительно отличаются слабой кислотностью (pH=6,2-6,7), повышенной жесткостью (до 0,98 мг-экв/л) и меньшим содержанием катионов натрия и калия. В раннепермских-раннемеловых карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенных отложениях трещинные воды могут быть минерализованы за счет растворения пород и изменять свой состав. На водоразделе Прав. Чуи - Анюй (урочище Солонцы) встречаются мочажины, вода в которых имеет слабый запах сероводорода и желтоватый цвет.

## 10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные экологические исследования на территории не проводились. При анализе эколого-геологической обстановки использовались маршрутные наблюдения при ГДП-200 [25] и ГС-50 [16, 29], результаты литогеохимических исследований, аэрогеофизические и аэрофотоматериалы, а также данные геоэкологических исследований масштаба 1:1 000 000 [47, 48].

По ряду природных факторов, таких как рельеф, гидрография, климат, растительность, в пределах территории выделены природные ландшафты таежного низкогорья и среднегорья, характеристика которых приведена в условных обозначениях к схеме эколого-геологических условий. Интенсивное проявление

экзогенных процессов обуславливает возникновение глыбовых осыпей и оползней, а крутизна склонов и сильная расчлененность рельефа способствуют интенсивному стоку атмосферных осадков, что приводит к частым наводнениям с затоплением поймы и изменению русел рек и ручьев. По сейсмическому районированию [12] территория отнесена к районам с 6-балльной интенсивностью землетрясений, хотя специальных сейсмогеологических исследований в пределах Центрального Сихотэ-Алиня никогда не проводилось. С точки зрения природных загрязняющих факторов, территория может относиться к экологически чистой, так как выявленные в процессе литогеохимического опробования аномалии химических элементов очень слабые и влияния на загрязнение подземных и поверхностных вод не оказывают, что подтверждается результатами химического анализа водных проб [25]. Радиоактивных аномалий в процессе проведения аэрогеофизических съемок и радиометрических наблюдений при геологических исследованиях не выявлено.

Населенные пункты в пределах территории отсутствуют и потому техногенное давление на природную среду незначительное. Оно обусловлено только лесоразработками в бассейне р. Хор с сопутствующей прокладкой временных лесовозных дорог и локальными лесными пожарами.

Геодинамическая устойчивость ландшафтов оценивалась по интенсивности проявления экзогенных процессов на основании геоморфологических наблюдений, а геохимическая - по сорбционной способности рыхлых отложений, что отражено на схеме геолого-экологических потенциалов.

Оценка геолого-экологических условий среды для жизнедеятельности человека приведена на схеме геолого-экологической опасности. Здесь наиболее неблагоприятными являются участки рельефа выше 1200 м, где идет интенсивная эрозия и морозное выветривание с образованием глыбовых осыпей и оползней. Удовлетворительными могут быть долины рек Хор, Анюй и Самарга, но здесь всегда существует опасность наводнений и накопления в рыхлых отложениях канцерогенных веществ. Наиболее благоприятная обстановка существует в пределах среднегорной тайги с небольшими реками, ручьями и склонами средней крутизны.

В целом территория характеризуется неизменным состоянием геологической среды, так как практически не освоена, удалена от населенных пунктов, лишена природных загрязнителей и может являться ландшафтным заповедником.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическая карта листа М-53-XXXVI подготовлена к изданию впервые. В ее основу положены материалы ГДП-200, проведенного с учетом ГС-50, геофизических съемок и всех предшествующих геологосъемочных и поисковых работ. К числу наиболее важной информации, полученной на территории листа, относится следующая:

1. Выявлены раннепермские и рэтские конодонты, подтверждающие возраст кафэнской свиты и тормасинской толщи.
2. Установлено широкое распространение олистостромовых образований в Хорско-Тормасинской подзоне Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ.

3. В едином разрезе собраны пелециподы, конодонты и радиолярии, позволившие расчленить кремнистые образования на джаурскую и сангинскую свиты и подтвердить их возраст.

4. Установлено как автохтонное, так и аллохтонное залегание известняков в кремнистых разрезах джаурской свиты.

5. Доказано несогласное залегание кабулинской толщи на подстилающих образованиях Анюйской подзоны Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ, а многочисленными находками остатков бухий и аммонитов подтвержден ее валанжинский возраст.

5. Впервые в районе выявлены субвулканические интрузии ультраосновных фойдитов, отнесенные к светлореченскому комплексу, отличающиеся очень разнообразным составом, сложным внутренним строением и, возможно, перспективные на алмазы.

6. На основании детального изучения плутонических образований, их взаимоотношений, петро- и геохимических особенностей выделены хунгарийский, бута-коппинский и верхнеудоминский интрузивные комплексы; установлена связь перспективных оловянных проявлений с интрузиями гранитов верхнеудоминского комплекса.

7. Поисковыми работами выявлены шлиховые ореолы рассеяния шеелита, вольфрамита и геохимические аномалии олова, вольфрама, молибдена, перспективные на обнаружение промышленных проявлений.

8. Впервые дана эколого-геологическая характеристика района.

Вместе с тем, остались проблемы, не получившие однозначного решения:

1. Дискуссионным является возраст и генезис олистостромовых образований.

2. Палеонтологически не подтвержден возраст якчинской и томчинской толщ.

3. Из-за близкой литологии недостаточно уверенно расчленены кремнистые и алевролитовые толщи.

4. Слабо обоснован возраст покровов мезозойских и кайнозойских вулканитов.

5. Недостаточно изучены строение и состав субвулканических интрузий ультраосновных фойдитов.

6. Окончательно не расшифровано тектоническое строение территории; недостаточно изучены надвиговые структуры.

7. Однозначно не установлена алмазоносность участка Солонцовый.

При дальнейших исследованиях, в целях совершенствования стратиграфии, в первую очередь необходимо провести литолого-биостратиграфическое изучение разрезов олистостромовых и кремнистых толщ с выяснением их взаимоотношений и определением условий залегания различных групп органических остатков. Целенаправленного изучения требуют интрузии ультраосновных фойдитов.

## ЛИТЕРАТУРА

## Опубликованная

1. *Анойкин В.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-V. Объяснительная записка. М., 1987. 113 с.
2. *Бураго А.И., Василенко В.П.* Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений в Приморье // Геохимические методы поисков месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1979. С. 3-11.
3. *Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В.* Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня. // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 70-91.
4. *Ганешин Г.С.* Четвертичное оледенение Северного Сихотэ-Алиня // Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 27: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, № 2. Л. 1959. С 132-146.
5. *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий.* Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / Ред. Л.И.Красный, А.С.Вольский, И.А.Васильев и др. СПб-Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
6. *Дымович В.А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXX. Объяснительная записка. М., 1987. 111 с.
7. *Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневосточное книжное издательство, 1972. 115 с.
8. *Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение / Э.П.Изох, В.В.Русс, И.В.Кунаев, Г.И.Наговская.* М.: Наука, 1967. 384 с.
9. *Караванов К.П.* Подземные воды как источник водоснабжения в Хабаровском крае и Еврейской автономной области. Хабаровск, 1995. 42 с.
10. *Мартынюк М.В.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXV. Объяснительная записка. М., 1984. 100 с.
11. *Метелева Л.С.* Карта аномального магнитного поля СССР. Масштаб 1:200 000. Лист М-53-XXXVI. Хабаровск, 1963.
12. *Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / В.В.Николаев, Р.М.Семенов, Л.С.Оскорбин и др.* Новосибирск: Наука, 1989. 125 с.
13. *Степанов Г.И.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXXV. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 52 с.
14. *Худяков Г.И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.

## Фондовая

15. *Баранов А.Ф.* Объяснительная записка о работе Верхне-Хорской Геолого-поисковой партии в 1944 г. ФГУ ХабТФГИ, 1945.

16. *Барвинок Ю.В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Пакту, Иктами и верховьев р. Самарга (Отчет Самаргинской партии за 1967-70 гг.). ФГУ ПриморТФГИ, 1970.

17. *Белозуб В.Н.* Результаты гравиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 на Северном Сихотэ-Алине и в междуречье Амур-Амгунь-Уда (Отчет Сихотэ-Алинской партии за 1964-65 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1965.

18. *Бельтенёв Е.Б.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Чукен, Хор, Сукпай и новые данные о геологическом строении рр. Катэн, Кафэ (отчет партии № 7 за 1953 год). ФГУ ХабТФГИ, 1954.

19. *Буланова Н.Ф.* (отв. исп.). Отчет о результатах подготовки геофизической основы для геологосъемочных работ в междуречье Амгунь-Селемджа и в верховьях р. Хор (Отунский объект). Листы N-53-XXII, XXVI, XXVIII, M-53-III, IX, XXIX, XXX, XXXVI, L-53-V, VI. ФГУ ХабТФГИ, 1992.

20. *Глушков А.П.* Геологическое строение и рудоносность бассейна верхнего течения р. Анюй (отчет о работах 1949 г.). ФГУ ХабТФГИ, 1950.

21. *Головко Б.А.* Отчет о результатах работ Анюйской геофизической партии за 1961 г. ФГУ ХабТФГИ, 1962.

22. *Допиро С.Ф.* Отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения р. Хор. ФГУ ХабТФГИ, 1941.

23. *Допиро С.Ф.* Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Хор, Чуи, Тормасу. ФГУ ХабТФГИ, 1942.

24. *Дымович В.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа M-53-XXX (Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, проведенного Соолийской партией в 1977-1978 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1979.

25. *Дымович В.А., Матвеев А.В., Еноктаев В.И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов M-53-XXXVI и L-53-VI (Отчет Сукпайской партии о результатах геологического доизучения и геологической съемки в масштабе 1:200 000 на территории листов M-53-XXXVI и L-53-VI в 1981-85 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1985.

26. *Дымович В.А.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Катэн, Чукен, Кафэ (Отчет Восточно-Катэнской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и общих поисках, проведенных в 1986-91 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1991.

27. *Елисеева В.К.* Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рр. Сукпай и Кабули в 1948 г. ФГУ ХабТФГИ, 1949.

28. *Емельяненко А.С.* Петрология многофазного Верхнеудоминского интрузива. ФГУ ХабТФГИ, 1968.

29. *Исполинов В.А. и др.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах верхнего течения рек Анюй, Хор и Поди. (Территория листов M-53-120-Г и M-53-132-Б). (Верхне-Анюйская партия, 1968-69 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1970.

30. *Кондратьева В.А., Мартынюк М.В.* Минерагеническая карта Хабаровского края. Масштаб 1:500 000. Лист M-53-Г. Объяснительная записка. ФГУ ХабТФГИ, 1992.

31. *Колесников Е.П.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 Аэрогеофизической партии за 1969 г. ФГУ ПриморТФГИ, 1970.

32. *Кузнецов В.Е.* Отчет о региональных глубинных геофизических исследованиях в юго-восточной части Хабаровского края (Северный Сихотэ-Алинь) в 1991-1997 гг. (Ануйский объект). ФГУ ХабТФГИ, 1997.

33. *Кочубей А.В.* Отчет о геолого-поисковых и разведочных работах Верхне-Хорской экспедиции, проводившихся в бассейнах верхних течений рр. Хор и Самарга в 1949-1951 гг. ФГУ ХабТФГИ, 1952.

34. *Маркевич Н.В.* Отчет о научно-исследовательской работе: "Строение и вещественный состав вулканогенно-осадочных раннегеосинклинальных комплексов Западного и Северного Сихотэ-Алиня". ФГУПриморТФГИ, 1984.

35. *Мартынюк М.В.* (отв. исп.). Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987-1990 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1990.

36. *Мартынюк М.В.* (отв. исп.). Отчет по теме "Составление Минерагенической карты Хабаровского края масштаба 1:500 000" (Тема № 354, Б.1/002(16), 1990-2000 гг.). Общая объяснительная записка. ФГУ ХабТФГИ, 2000.

37. *Николюк П.В.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 Специализированной гравиметрической партии № 7 за 1980-84 гг. (Хорский объект). ФГУ ХабТФГИ, 1984.

38. *Палагин А.В., Мартынюк М.В.* Геология и металлогенические особенности Бута-Коппинского рудного района. (Отчет по теме № 24). ФГУ ХабТФГИ, 1967.

39. *Пилипейко В.И.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения реки Катэн (Отчет Западно-Катэнской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и общих поисков, проведенных в 1987-95 гг.). Листы L-53-33-Б, В, Г, -45-А, Б. ФГУ ХабТФГИ, 1995.

40. *Попов А.И.* Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000, проведенных партией № 2 в 1953 г. в верховьях р. Хор. ФГУ ХабТФГИ, 1954.

41. *Ривош Л.А.* Отчет Дальневосточной аэромагнитной партии за 1957 г. ФГУ ХабТФГИ, 1958.

42. *Судаков В.А.* Отчет о результатах поисково-геофизических работ, проведенных Приморской партией в бассейнах верхних течений рек Самарги и Кабули в 1969 г. ФГУ ПриморТФГИ, 1970.

43. *Сухов В.И.* Проблемы магматической геологии Северного Сихотэ-Алиня (Отчет по хоздоговору № 507/521 "Петрографо-петрологические и металлогенические основы Прибрежной, Восточно- и Северо-Сихотэ-Алинской серий листов геокарты-50" за 1990-1994 гг.). ФГУ ХабТФГИ, 1994.

44. *Сушков П.А.* Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Катэн и Кафэ в 1949 г. ФГУ ХабТФГИ, 1950.

45. *Харитонычев Г.И., Козлов М.П.* Геологическое строение и подземные воды северной части Средне-Амурской депрессии и Западного склона хребта Сихотэ-Алинь. Лист М-53-Г. (Отчет партии № 806). ФГУ ХабТФГИ, 1962.

46. *Шевелев Е.К. и др.* Отчет по теме №294 "Биостратиграфическое изучение верхнепалеозойских отложений хребта Сихотэ-Алинь в пределах Хабаровского края. Тема № 294, 1983-85 гг. ФГУ ХабТФГИ, 1985.

47. *Шаров Л.А.* (отв. исп.). Отчет по теме 418 "Составление Ландшафтно-индикационной карты Хабаровского края и Еврейской автономной области в масштабе 1:1 000 000 для целей геологического картирования" за 1993-1995 гг. ФГУ ХабТФГИ, 1995.

48. *Шаров Л.А.* (отв. исп.). Отчет по теме 11-95-03/8 "Составление геоэкологической карты Хабаровского края и Еврейской автономной области в масштабе 1:1 000 000 за 1995-1998 годы. ФГУ ХабТФГИ, 1998.

49. *Ярмолюк В.А.* Геологическое строение бассейнов верхнего течения рр. Самарга, Левая Чуи, Кабули. ФГУ ХабТФГИ, 1949.

## Приложение 1

## СПИСОК

месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных отложений листа М-53-XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого	Тип	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<b>Неметаллические ископаемые</b>					
<b>Строительные материалы</b>					
I-1	5	Глины кирпичные	Коренное	25	Не эксплуатируется

## СПИСОК

проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа М-53-XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5
<b>Металлические полезные ископаемые</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Марганец</i>				
I-3	3	Бассейн р.Луговая	25	ПМ. Делювиальные обломки кремнистых пород с гидроокислами марганца. Содержание в штучной пробе: марганца - 5%, молибдена-0,001%
I-3	4	Нижнее течение руч.Тихий	25	ПМ. Аллювиальные обломки кремнистых пород с гидроокислами марганца. Содержание в штучной пробе: марганца - 3%, золота-0,01 г/т
<i>Титан</i>				
I-2	3	Бассейн руч.Тихий	25	ПМ. Делювиальные свалы авгититов с содержанием в пробе на химический анализ двуокиси титана -5,61%, ванадия - 0,02%, стронция - 0,03%, скандия - 0,002%
II-3	1	Водораздел рек Анюй и Прав.Чуи. Участок Солонцы	20	ПМ. Делювиальные свалы мончикитов с содержанием титана в 7 штучных пробах 1-10%, ванадия - 0,1-1%

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
III-3	1	Правобережье р.Аннуй	25	П. Тело пирит-халькопиритовых руд мощностью 12м в алевролитах. Содержание в 5 штучных пробах: меди-0,2-3%, цинка-0,6-3%, свинца-0,002-1%, серебра-3-5 г/т, висмута-до 0,01%, кадмия-до 0,06%
III-3	4	Верховье руч.Оловянный. Участок Водопадный	33	ПМ. Минерализованные зоны дробления мощностью до 3,5м в гранитах. Содержание в бороздовых пробах: меди -0,01-0,8%, свинца-0,01-0,8%, бериллия-0,001-0,08%
<i>Свинец</i>				
I-1	3	Правобережье руч. Джамбусикти-Биосани	25	ПМ. Делювиальные обломки жильного лимонитизированного кварца. Содержание в штучной пробе: свинца-0,6%, цинка-0,04%, серебра-3г/т, мышьяка-0,6%
II-4	2	Междуречье Ёко-Солори	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания свинца 0,0051%, цинка 0,025%
III-4	1	Истоки р.Ёко	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания свинца 0,011%, цинка 0,023%
III-4	2	Междуречье Одо-Огоми	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания свинца 0,0079%, цинка 0,026%, олова 0,0003%
IV-3	4	Междуречье Самарга-Перевальная	16	ПМ. Коренной выход сульфидизированных алевролитов. В штучной пробе содержание свинца 0,3%
IV-4	1	Верховье р.Иктами. Участок Иктами	16	ПМ. Зона дробления и окварцевания мощностью 1-1,5 м с сульфидной минерализацией. В бороздовых пробах содержания свинца 0,2-1%, цинка 0,3-0,5%
IV-4	4	Левобережье р.Перевальная	16	ПМ. Делювиальные обломки жильного кварца. В штучной пробе содержание свинца 0,1%
<i>Молибден</i>				
II-2	3	Междуречье Прав.Чуи-Дакпа	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания молибдена 0,0004%
III-2	8	Левобережье р.Лев.Чуи. Участок Сысоева	33,49	П. Зона прожилкового и жильного окварцевания в гранит-порфирах. Мощность 50-60м, протяженность до 340м. В кварце вкрапленность молибденита, вольфрамит, арсенопирита, халькопирита. Содержание в бороздовых пробах молибдена-0,1-0,78%, в штучных пробах из делювия: молибден-0,02-1%, вольфрам-0,03-1%, висмут-0,5-1%, мышьяк-0,2-1%, цинк-0,5-1%, медь- 0,1%, олово-0,006-0,1%

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
III-4	7	Верховья р.Дагды	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания молибдена 0,00048%, свинца 0,01%, цинка 0,055%
III-4	9	Верховья р.Перевальная	25	ШО. В 8 шлихах, образующих ореол, молибденит от 1 до 10 знаков
IV-4	3	Левобережье р.Перевальная	16	ПМ. Делювиальные обломки гранит-порфиров с прожилками кварца. В штуфной пробе содержание молибдена 0,04%, вольфрама 0,01%
<i>Вольфрам</i>				
I-2	4	Бассейн руч.Ветвистый	25	ШО. В 5 шлихах, образующих ореол, шеелит от 1 знака до 0,001г. В отдельных шлихах от 1 до 10 знаков вольфрамита и касситерита
I-3	1	Бассейн р.Луговая	25	ШО. В 18 шлихах, образующих ореол, шеелит от 1 знака до 0,002г
I-4	2	Междуречье Анюй-Мал.Бира	29	ШО. В 40 шлихах из 72 отобранных, шеелит от 1 знака до 0,001г
II-1	1	Бассейн руч.Джамбусикти-Биосани	25	ШО. В 8 шлихах, образующих ореол, шеелит от 1 знака до 0,015 г. В отдельных шлихах до 50 знаков касситерита
II-1	2	Бассейн р.Сагды-Биоса	25	ШО. В 25 шлихах, образующих ореол, шеелит от 1 знака до 0,03 г. В отдельных шлихах до 10 знаков вольфрамита и до 50 знаков касситерита
II-2	2	Верховья ручьев Джамбусикти-Биосани и Теплый	25	ШО. В 11 шлихах, образующих ореол, шеелит от 1 знака до 0,005 г. В отдельных шлихах от 1 знака до 0,002 г вольфрамита
II-2	5	Левобережье верхнего течения р.Прав.Чуи	25	ВГХО. В донных отложениях содержания вольфрама 0,003-0,005%
II-3	2	Междуречье Анюй-Прав.Чуи	25	ШО. В 37 шлихах (из 88 отобранных) шеелит от 1 знака до 0,01г. В отдельных шлихах от 1 знака до 0,005 г вольфрамита
II-3	5	Левобережье верхнего течения р.Прав.Чуи. Участок Олосо	25	ПМ. Прожилки и жилы (мощностью до 2,5м) кварца с вкрапленностью турмалина, локализованных в гранитах. Содержание в бороздовых пробах: вольфрам-0,08- 0,1%, бор-0,2-3%, литий-0,02-0,04%
II-3	6	Междуречье Анюй-Прав.Чуи	25	ПМ. Коренной выход базальтов с гнездами хлорит-эпидот-кварцевого состава. Содержание в штуфной пробе: вольфрам-0,3%, золото-0,02 г/т, ванадий-0,01%, хром-0,01%
II-3	7	Правобережье р.Анюй	25	ШО. В 7 шлихах, образующих ореол касситерита, содержание шеелита 0,05г. Касситерита до 10 знаков
II-3	8	Междуречье Анюй-Прав.Чуи	25	ВГХО. В донных отложениях содержания вольфрама 0,003-0,005%
II-4	1	Правобережье верхнего течения р.Анюй	25	ШО. В 5 шлихах, образующих ореол, шеелит 1-100 знаков. В отдельных шлихах до 50 знаков вольфрамита

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
III-2	1	Правобережье нижнего течения р.Прав.Чуи	25	ПМ. Делювиальные обломки ороговикованных алевролитов с прожилками кварца мощностью более 1 см. Содержание в штучной пробе: вольфрам-0,2%, золото-0,01г/т, мышьяк-0,06%
III-2	2	Междуречье Прав.Чуи-Лев.Чуи	25	ШО. В 32 шлихах (из 56 отобранных) шеелит от 1 знака до 0,09г. В отдельных шлихах до 50 знаков вольфрамита
III-2	7	Верховья р.Самаргинский Перевал	25	ШО. В 9 шлихах, образующих ореол, шеелит от 1 знака до 0,001г
III-3	5	Междуречье Анюй-Лев.Чуи-Перевальная	16,25, 42	ШО. В 52 шлихах (из 56 отобранных) шеелит от 1 знака до 0,001г. В отдельных шлихах до 50 знаков вольфрамита, единичные знаки галенита, молибденита, золота, висмутовых минералов
III-3	9	Водораздел верховьев р.Самарга и правых притоков р.Перевальная. Участок Купол	42,49	ПМ. Делювиальные обломки риолитов с прожилками кварца, жильного кварца с вкрапленниками вольфрамита и молибденита. Содержания в 7 штучных пробах: вольфрам-0,03-1%, свинец-0,1-1%, медь-0,01-1%, мышьяк- 0,06-1%, молибден-0,02-1%, висмут-1%, серебро-1000г/т
III-4	4	Междуречье Перевальная-Огоми-Длинный	25	ШО. В 78 шлихах (из 79 отобранных) шеелит от 1 знака до 0,015г. В отдельных шлихах до 10, редко 50 знаков вольфрамита
III-4	8	Междуречье Солори-Перевальная	25	ШО. В 26 шлихах (из 28 отобранных) шеелит от 1 знака до 0,08г. В отдельных шлихах до 50 знаков вольфрамита
IV-1	1	Междуречье рек Кабули и Сагды-Джагдасу	25	ШО. В 102 отобранных шлихах шеелит от 1 знака до 0,25г. В отдельных шлихах до 50 знаков вольфрамита
IV-1	4	Бассейн р.Сагды-Джагдасу	25	ПМ. Делювиальные обломки гранитов с прожилками кварца. Содержание в штучной пробе: вольфрам-0,3%, висмут-0,001%
IV-1	5	Левобережье р.Сагды-Джагдасу. Участок Джагдасу	25	ВГХО. В делювиальных и донных отложениях концентрации вольфрама 0,003-0,1%
IV-1	6	Левобережье р.Сагды-Джагдасу. Участок Джагдасу	25	ПМ. Делювиальные обломки жильного кварца с вкрапленностью сульфидов. Содержание в штучной пробе: вольфрам-0,1%, олово-0,06%, серебро-20г/т, висмут-0,002%
IV-1	8	Правобережье р.Сагды-Джагдасу. Участок Сагды	25	ПМ. Делювиальные обломки гранитов с прожилками кварца. Содержания в 5 штучных пробах вольфрама-0,03-0,2%; в 2 штучных пробах: вольфрама 1%, висмута 0,03-0,06%
IV-2	1	Междуречье Кабули-Самарга-Самаргинский Перевал	25,42	ШО. В 112 отобранных шлихах содержание шеелита от 1 знака до 0,015г.
IV-2	5	Левобережье руч.Пограничный	25	ПМ. Делювиальные обломки сульфидизированных гранит-порфиров. Содержание в штучной пробе: вольфрам-0,1%, молибден-0,001%, висмут-0,003%

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
IV-2	7	Правобережье нижнего течения р.Кабули. Участок Снеговой	25	П.З тела скарнов мощностью 3-10 м и протяженностью до 180 м с содержанием триоксида вольфрама в бороздовых пробах 0,003-0,04% (в 3 пробах из 11 отобранных). 12 местонахождений скарнов, не вскрытых канавами, с содержанием триоксида вольфрама в 4 штуфных пробах из делювиальных обломков - 0,14-0,32%. В скарнах содержатся также: медь (0,02-0,6%), олово (0,01-0,04%), цинк (0,002-0,1%), золото (0,006-0,02 г/т), серебро (0,1-40 г/т)
IV-2	8	Левобережье руч. Пограничный. Участок Безымянный	16,42, 49	ПМ. Делювиальные обломки жильного кварца с вкрапленниками вольфрамита и молибденита. Содержания в штуфных пробах: вольфрам-2,6%, молибден, висмут, цинк - до 1%, свинец- 1-10%, серебро- 1000г/т, медь-0,02-0,1%
IV-3	5	Правобережье р.Самарга	42	ШО. В шлихах шеелит от единичных знаков до 0,001г. В отдельных шлихах единичные знаки вольфрамита
IV-4	2	Междуречье Иктами-Перевальная	16	ШО. В шлихах шеелит от 1 знака до 0,02г
<i>Олово</i>				
I-1	2	Левобережье р.Хор ниже устья р.Сооли	25	ШО. В 27 шлихах (из 28 отобранных) касситерит от 1 знака до 0,03г
I-2	1	Левобережье р.Хор выше устья р.Дакпа	25	ПМ. Аллювиальные обломки жильного кварца с вкрапленностью сульфидов. Содержания в 3 штуфных пробах: олово-0,001-0,4%, медь-0,01%, свинец- 0,1%, серебро-1-30 г/т, висмут-0,001-0,02%
I-3	2	Бассейн р.Луговая	25	ШО. В 5 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 0,015 г
I-3	6	Бассейн р.Мал.Бира	29	ШО. В 13 шлихах (из 19 отобранных) касситерит от 1 знака до 0,002 г
I-4	1	Правобережье р.Аньюй	29	ШО. В 59 шлихах (из 65 отобранных) касситерит (совместно с шеелитом) от 1 знака до 0,2 г
I-4	3	Левобережье р.Аньюй	25,29	ШО. В 11 шлихах, образующих ореол, касситерит 1-100 знаков
II-2	1	Верховья руч.Джамбусикти-Биосани	25	ШО. В 22 шлихах (из 24 отобранных) касситерит от 1 знака до 0,01г
II-2	4	Левобережье верхнего течения р.Прав.Чуи	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания олова 0,0022%, цинка 0,012%, свинца 0,0034%
II-3	3	Междуречье Аньюй-Прав.Чуи	25	ШО. В 82 шлихах (из 99 отобранных) касситерит от 1 знака до 0,06 г
II-3	4	Междуречье Аньюй-Прав.Чуи	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания олова 0,0017%, свинца 0,003%

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
III-1	2	Правобережье нижнего течения р.Кабули	25	ШО. В 5 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 0,002 г
III-2	4	Левобережье р.Самаргинский Перевал	25	ШО. В 13 шлихах, образующих ореол, касситерит (совместно с шеелитом) 0,001-0,005г
III-2	5	Бассейн р.Самаргинский Перевал	25	ШО. В 35 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 0,1г
III-2	6	Левобережье р.Самаргинский Перевал	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания олова 0,0019%, свинца 0,002%
III-3	3	Верховья р.Ануй	25	ШО. В 67 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 0,03 г
III-3	6	Левобережье р.Ануй	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания олова 0,0017%, цинка 0,014%, свинца 0,0019%
III-3	8	Правобережье верхнего течения р.Самарга. Участок Прямой	42	ПМ. Делювиальные и аллювиальные обломки окварцованных песчаников и жильного кварца с вкрапленностью сульфидов. Содержания в штуфных пробах: олово-0,003-1,27%, свинец-0,1-1%, цинк- 3%, серебро- 50г/т, мышьяк- 1%
III-4	3	Верхнее течение р.Одо	25	ШО. В 20 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 0,01г
IV-1	2	Бассейн р.Сагды-Джагдасу	25	ШО. В 65 шлихах (из 71 отобранных) касситерит от 1 знака до 0,12г
IV-1	7	Левобережье р.Сагды-Джагдасу	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания олова 0,007%, свинца 0,0026%
IV-1	9	Левобережье р.Сагды-Джагдасу. Участок Джагдасу	25	ПМ. Граниты с кварцевыми прожилками мощностью до 20 см, брекчированные граниты с кварц-хлоритовым и хлоритовым цементом. Содержания в штуфных пробах: олово в 20 штуфах-0,01-0,2%, в 5 штуфах-0,06-0,2%; вольфрам в 10 штуфах-0,003-0,04%, в 3 штуфах-0,06-0,3%; молибден-0,001-0,006%, висмут-0,001-0,06%, свинец-0,02-0,2%, цинк-0,01-0,1%, мышьяк-0,1-1%, серебро-1-40 г/т, золото-0,003-0,2г/т
IV-2	2	Междуречье Кабули-Самаргинский Перевал	25	ШО. В 35 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 0,005 г
IV-2	3	Правобережье р.Кабули	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания олова 0,0025%
IV-2	4	Бассейн руч.Пограничный	42	ШО. В 128 шлихах (из 176 отобранных) касситерит от 1 знака до 0,05 г
IV-3	1	Верховья р.Самарга	16,42	ШО. В 58 шлихах, образующих ореол, касситерит от 1 знака до 1г
IV-3	3	Левобережье руч.Залесенный. Участок Крутой	42	ПМ. Зоны сульфидизированных алевролитов мощностью до 0,8м. Содержания в штуфных пробах: олово-0,01-3%, свинец-0,02-3%, цинк-0,1-10%, серебро-10 г/т

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
<i>Мышьяк</i>				
I-1	4	Правобережье р.Хор выше устья р.Боленку	25	ПМ. Делювиальные обломки сульфидизированного жильного кварца. Содержание в штучной пробе: мышьяк-0,1%, золото-0,06 г/т
I-3	7	Верховье руч.Тихий	25	ПМ. Аллювиальные обломки сульфидизированных алевролитов с прожилками кварца мощностью до 0,5см. Содержание в штучной пробе: мышьяк-0,1%, цинк-0,1%, ванадий-0,08%
I-3	8	Левобережье нижнего течения руч.Тихий	25	ПМ. Делювиальные обломки хлоритизированных авгитов с прожилками кварца мощностью до 1см. В кварце вкрапленность арсенопирита. Содержание в штучной пробе: мышьяк-3%, золото-0,01г/т, серебро-6г/т
II-3	8	Левый приток р.Ануй	25	ПМ. Аллювиальные обломки жильного лимонитизированного кварца с содержанием в штучной пробе мышьяка 0,1%, серебра 1г/т
III-1	1	Левобережье нижнего течения р.Чуи	25	ПМ. Делювиальные обломки ороговикованных алевролитов с содержанием в штучной пробе мышьяка 0,1%, цинка 0,01%
III-2	3	Правый приток нижнего течения р.Чуи	25	ПМ. Аллювиальные обломки сульфидизированных песчаников с прожилками кварца мощностью до 3см. Содержание в штучной пробе: мышьяк-0,3%, золото-0,06г/т, серебро-1г/т
III-3	2	Верховье р.Ёко	25	ПМ. Аллювиальные обломки брекчированных сульфидизированных песчаников с содержанием в штучной пробе мышьяка 3%, серебра 1г/т
III-3	7	Верховье р.Самарга	16	ПМ. Аллювиальные обломки сульфидизированных окварцованных алевролитов с содержанием в штучной пробе мышьяка 0,1%, свинца 0,03%, цинка 0,02%
III-4	6	Истоки р.Одо	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания мышьяка 0,013%, свинца 0,01%, цинка 0,039%
IV-4	5	Правобережье нижнего течения р.Перевальная	16	ПМ. Коренной выход алевролитов с прожилками кварца. Содержание в штучной пробе: мышьяк-0,6%, олово-0,01%
<i>Висмут</i>				
III-4	10	Бассейн верхнего течения руч.Длинный	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания висмута 0,0003%
III-4	11	Верховье р.Перевальная	25	ПМ. Делювиальные обломки жильного сульфидизированного кварца с содержанием в штучной пробе висмута 0,01%, серебра 0,6 г/т

## Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
IV-3	2	Правобережье среднего течения р.Перевальная	16	ПМ. Делювиальные обломки жильного кварца с содержанием в штуфной пробе висмута 0,3%, вольфрама 0,02%, молибдена 0,05%, мышьяка 0,5%
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-3	5	Левобережье руч.Тихий	25	ПМ. Делювиальные обломки сульфидизированных песчаников с прожилками кварца с содержанием в штуфной пробе золота 0,2 г/т
IV-1	3	Правобережье нижнего течения р.Кабули	25	ПМ. Делювиальные обломки сульфидизированных песчаников с прожилками кварца с содержанием в штуфной пробе золота 0,4 г/т, мышьяка 0,06%
IV-3	6	Правобережье р.Самарга	16	ПМ. Коренной выход прожилково окварцованных алевролитов с содержанием в штуфной пробе золота 10г/т, олова 0,01%
<i>Серебро</i>				
I-3	9	Левый приток руч.Тихий	25	ПМ. Аллювиальные обломки тектонических брекчий с кварцевым цементом с содержанием в штуфной пробе серебра 300 г/т, золота 0,03 г/т, мышьяка 0,3%
III-4	5	Верховье руч.Огоми	25	ПМ. Аллювиальные обломки прожилково окварцованных алевролитов с содержанием в штуфной пробе серебра 40 г/т, свинца 0,06%, цинка 0,06%, меди 0,03%, олова 0,02%
<b>Радиоактивные элементы</b>				
<i>Уран</i>				
I-1	1	Бассейн р.Тивяку	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания урана 0,0042%
I-2	2	Бассейн р.Мал.Дакпа	25	ВГХО. В донных отложениях средние содержания урана 0,0035%
IV-2	6	Правобережье нижнего течения р.Кабули. Участок Снеговой	25	ПМ. Скарны пироксен-плаггиоклазовые с содержанием в штуфной пробе урана 0,0175%, олова 0,01%, серебра 0,2 г/т

## Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

Номера площадей и объектов на схеме	Площадь, кв. км	Степень перспективности	Уровень надежности определения степени перспективности	Прогнозная характеристика перспективных площадей и объектов, категории и размеры ресурсов	Рекомендуемые виды работ
1	2	3	4	5	6
<b>Сукпай-Чуинский вольфрамово-оловянный рудный район (I.1 W,Sn)</b>					
I.1.0.1 Кабули-Чуинская площадь (W,Sn)	280			Сочетание благоприятных магматического и литолого-петрологического рудоконтролирующих факторов в формировании зон скарнированных пород, грейзенов и прожилкового окварцевания. Выявленные проявления и пункты минерализации вольфрама, олова, молибдена, мышьяка, меди, золота, вторичные геохимические ореолы рассеяния олова, вольфрама, молибдена, шлиховые ореолы рассеяния шеелита, вольфрамита, касситерита, высокие содержания вольфрама, молибдена, олова, серебра. Суммарные прогнозные ресурсы вольфрама категории P <sub>3</sub> , подсчитанные по геохимическим ореолам рассеяния, составляют 18 тыс.т, а олова - достигают 247 тыс.т	Специализированные поиски масштаба 1:50 000 (СП-50)
1	24	Неясная (г)	Вполне надежная (в)	Штокверковый тип минерализации в гранит-порфирах верхнеудоминского комплекса, прорывающих алевролиты журавлевской свиты. Проявление молибдена (III-2-8). Высокие содержания молибдена и сопутствующих компонентов (вольфрам, висмут, мышьяк, цинк). Недостаточность опробования рудной зоны в коренном залегании. Прогнозные ресурсы по категории P <sub>2</sub> составляют 15 тыс.т молибдена	Поисково-оценочные работы второй очереди (ПО2)

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6
2	20	Средняя (с)	Средняя (с)	Скарнированные породы экзоконтакта интрузии лейкогранитов верхнеудоминского комплекса. Пункт минерализации вольфрама (IV-2-7) и шлиховой ореол рассеяния шеелита (IV-2-1). Невскрытые тела скарнов, высокие содержания компонентов в штучных и минералогических пробах. Недостаточная изученность. Прогнозные ресурсы по категории P <sub>3</sub> составляют 9.1 тыс.т вольфрама	Специализированные детальные поиски второй очереди масштаба 1:10 000 - 1:5 000 (СП2)
<b>Дагды-Сандинский медно-молибденовый рудный район (П.1 Cu, Mo)</b>					
П.1.0.1 Самарга-Ануйская площадь (Mo,Cu)	80			Комплекс благоприятных тектонического и литолого-петрологического рудоконтролирующих факторов, проявившихся в формировании зон дробления, жильного окварцевания, интенсивного гидротермального изменения вмещающих пород. Мощные зоны сульфидизации и гнездообразного скопления сульфидов. Выявленные проявления и пункты минерализации меди, серебра, мышьяка, висмута, свинца. Контрастные геохимические ореолы рассеяния молибдена, свинца, висмута, мышьяка и шлиховые ореолы рассеяния молибденита, касситерита и шеелита. Прогнозные ресурсы молибдена категории P <sub>3</sub> , подсчитанные по геохимическим ореолам рассеяния, составляют 168 тыс.т, олова - 60 тыс.т. Прогнозные ресурсы комплексного проявления меди, свинца и цинка категории P <sub>3</sub> составляют, соответственно. 32, 16 и 47 тыс.т	Специализированные поиски масштаба 1:50 000 (СП-50)

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Рудные районы	Прогнозируемые перспективные площади вне рудных узлов	Номер на карте полезных ископаемых	Тип объекта	Параметры прогноза		Категория прогноза	Полезные ископаемые и их ресурсы в тыс.т					
				сред.сод. (%)	глубина (м)		W	Sn	Mo	Cu	Pb	Zn
I.1 Сукпай-Чуинский вольфрамово-оловянный рудный район (W,Sn)	I.1.0.1 Кабули-Чуинская площадь (W,Sn)	II-2-5	ВГХО			P <sub>3</sub>	6					
		II-3-8	ВГХО			P <sub>3</sub>	6					
		IV-2-7	П	0,32	100	P <sub>3</sub>	9,1					
		IV-1-5	ВГХО			P <sub>3</sub>	6					
		II-2-4	ВГХО			P <sub>3</sub>		49				
		III-3-6	ВГХО			P <sub>3</sub>		198				
		III-2-8	П	0,4	100	P <sub>2</sub>			15			
II.1 Дагды-Сандинский медно-молибденовый рудный район (Cu,Mo)	II.1.0.1 Самарганюйская площадь (Mo,Sn)	III-4-7	ВГХО			P <sub>3</sub>			168			
		III-3-1	П	Cu-0,9, Pb-0,45, Zn-1,33	200	P <sub>2</sub>				32	16	47
		II-4-2	ВГХО			P <sub>3</sub>		18				
		III-4-1	ВГХО			P <sub>3</sub>		18				
		III-4-2	ВГХО			P <sub>3</sub>		24				

## Приложение 5

**Список проб, для которых имеются определения возраста пород калий-аргоновым методом**

№ по карте	Название пород	Индекс подразделений	Номер пробы	Возраст в млн.лет	Ссылка на источник
1	Гранодиорит	$\gamma_4K_2b$	4525	90	16
2	Гранит	$\gamma_4K_2b$	705	95	16
3	Гранит	$\gamma_4K_2b$	718	80	16
4	Трахибазальт	$P_{1-2}kz?$	5086	36	16
5	Андезибазальт	$P_{1-2}kz?$	1896	37	16
6	Гранодиорит	$\gamma_4K_2b$	794	94	16

## СПИСОК

## проб, характеризующих химический состав магматических пород территории листа М-53-XXXVI

Номер пробы	Автор по списку литературы	Порода	Геологический возраст	Содержание окислов, вес. %													
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	S
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
284	25	Риолит	K <sub>2</sub> pr	74,86	0,17	12,76	0,24	1,33	0,04	0,55	0,95	3,84	4,17	0,03	0,00	0,51	99,45
1015	16	Дацит	K <sub>2</sub> pr	64,94	0,74	15,56	1,97	2,87	0,11	1,76	3,17	2,90	3,00	0,15	0,00	1,84	99,01
2012	16	Туф кислого состава	K <sub>2</sub> pr	76,46	0,13	12,29	1,01	0,39	0,00	0,52	0,20	2,60	5,00	0,02	0,00	0,77	99,39
4885	16	Дацит	K <sub>2</sub> pr	67,24	0,59	15,87	1,89	2,05	0,07	1,43	2,53	3,00	3,27	0,14	0,00	1,75	99,83
4913	16	Риодацит	K <sub>2</sub> pr	70,72	0,44	14,08	2,23	0,90	0,05	0,65	1,27	3,37	5,00	0,11	0,00	0,60	99,42
5064	16	Риолит	K <sub>2</sub> pr	75,14	0,18	12,40	0,74	2,22	0,06	0,20	0,58	2,89	5,22	0,03	0,00	0,18	99,84
240	25	Туф среднего состава	K <sub>2</sub> sm	52,70	1,28	14,72	3,80	6,57	0,17	5,01	10,03	3,41	1,30	0,21	0,53	0,39	100,12
1896	16	Андезитобазальт	P <sub>1-2</sub> kz?	56,30	1,34	17,03	2,51	6,10	0,08	3,15	6,13	3,54	1,81	0,46	0,00	1,71	100,16
5086	16	Трахибазальт	P <sub>1-2</sub> kz?	52,22	2,12	17,54	9,44	1,44	0,18	3,64	5,02	4,00	3,00	0,37	0,00	1,42	100,39
	20	Мончикит	oJ <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> sr	45,25	6,22	10,51	4,99	7,97	0,20	7,52	11,37	2,91	0,75	0,25	0,00	0,65	98,59
164	25	Автомагматическая брекчия пикритов	oJ <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> sr	29,06	1,60	2,71	5,81	4,31	0,14	18,26	20,97	0,29	0,05	0,25	12,42	3,66	99,53
1423	25	Трахибазальт	oJ <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> sr	49,08	1,91	14,52	7,91	3,16	0,15	7,13	8,02	3,92	1,90	0,55	0,00	0,75	99,00
1439-1	25	Авгитит	oJ <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> sr	44,86	4,51	13,75	8,81	4,80	0,15	6,40	4,51	2,05	4,00	0,78	0,00	3,91	98,53
1439-2	25	Трахибазальт	oJ <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> sr	45,83	3,43	11,67	5,22	6,78	0,18	8,33	9,52	3,36	1,05	0,54	0,00	2,88	98,79
3118	25	Авгитит	oJ <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> sr	40,72	5,61	11,03	7,07	8,62	0,17	6,39	11,29	2,73	2,21	0,96	0,80	2,61	100,21
1001-1	25	Гранит кордиеритсодержащий	γ <sub>1</sub> K <sub>1-2</sub> h	68,12	0,57	14,44	0,97	3,21	0,05	1,55	2,02	3,04	4,75	0,15	0,19	0,50	99,56
1111	25	Гранит кордиеритсодержащий	γ <sub>1</sub> K <sub>1-2</sub> h	68,78	0,51	14,72	0,44	2,86	0,05	1,16	2,13	3,38	4,67	0,18	0,51	0,12	99,51
1043	25	Гранит двуслюдяной	γ <sub>1</sub> K <sub>1-2</sub> h	72,57	0,24	14,35	0,41	1,69	0,04	0,60	1,19	3,54	4,52	0,22	0,32	0,27	99,96
4355	16	Риодацит	λζK <sub>2</sub> pr	71,14	0,29	14,74	1,04	1,97	0,06	0,46	1,36	3,50	4,50	0,07	0,00	0,98	100,11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
4199	16	Дацит	$\zeta K_2 pr$	65,90	0,60	15,22	1,49	3,70	0,17	1,90	2,97	2,86	3,39	0,12	0,00	1,70	100,02
2005-A	16	Дацит	$\zeta K_2 pr$	67,46	0,62	15,87	0,78	3,55	0,11	1,79	3,53	2,30	2,16	0,14	0,00	0,72	99,03
279	25	Гранодиорит	$\gamma \delta_3 K_2 b$	66,87	0,68	14,87	0,17	4,19	0,06	1,62	2,60	3,23	3,40	0,14	0,22	1,34	99,39
296	25	Гранодиорит	$\gamma \delta_3 K_2 b$	67,28	0,81	14,58	0,27	4,51	0,06	1,48	2,11	3,04	3,24	0,20	0,00	1,30	98,88
272	25	Гранит	$\gamma_4 K_2 b$	68,64	0,45	14,91	0,20	2,94	0,06	1,14	2,79	3,44	4,18	0,11	0,00	0,57	99,43
3746-1	25	Гранит	$\gamma_4 K_2 b$	68,20	0,47	14,90	0,17	3,03	0,06	1,16	2,47	3,39	3,91	0,11	0,00	0,84	98,71
3749	25	Гранодиорит	$\gamma_4 K_2 b$	67,75	0,52	14,86	0,03	3,29	0,08	1,16	2,94	3,37	4,17	0,12	0,00	0,78	99,07
705	16	Гранит	$\gamma_4 K_2 b$	69,16	0,41	14,96	0,76	3,06	0,08	1,41	2,66	3,00	4,00	0,13	0,00	0,46	100,09
794	16	Гранодиорит	$\gamma_4 K_2 b$	66,48	0,78	15,87	1,14	3,66	0,09	1,76	1,63	3,00	4,50	0,19	0,00	1,10	100,20
1404	16	Гранит	$\gamma_4 K_2 b$	69,12	0,54	14,44	1,05	2,80	0,09	1,07	2,80	3,20	4,16	0,12	0,00	0,68	100,07
4525	16	Гранодиорит	$\gamma_4 K_2 b$	67,62	0,46	15,57	1,34	3,55	0,12	0,72	2,35	3,44	3,65	0,12	0,00	0,62	99,56
1374	25	Кварцевый диорит	$q \delta_2 P_1 v$	53,38	1,48	15,07	1,34	7,76	0,14	5,05	8,84	2,86	0,92	0,20	0,00	1,68	98,72
48	29	Гранодиорит	$\gamma \delta_3 P_1 v$	63,00	0,61	16,70	0,13	4,71	0,14	2,27	5,09	3,57	2,66	0,00	0,00	0,48	99,36
1224	25	Гранодиорит	$\gamma \delta_3 P_1 v$	65,03	0,58	15,17	2,13	3,38	0,07	0,59	5,21	3,22	3,82	0,13	0,42	0,28	100,03
3166	25	Гранодиорит	$\gamma \delta_3 P_1 v$	63,74	0,73	15,39	0,56	4,29	0,09	1,84	4,25	3,43	3,50	0,16	0,37	0,77	99,12
3170	25	Гранодиорит	$\gamma \delta_3 P_1 v$	66,63	0,48	14,66	0,74	3,05	0,06	1,44	3,39	3,19	4,04	0,12	0,00	0,71	98,51
307	25	Лейкогранит	$\gamma_4 P_1 v$	74,88	0,15	12,78	0,09	1,78	0,04	0,38	0,93	3,71	4,54	0,03	0,32	0,43	100,06
308	25	Лейкогранит	$\gamma_4 P_1 v$	75,36	0,16	12,86	0,19	1,70	0,05	0,33	0,99	3,94	4,31	0,04	0,15	0,54	100,62
81	25	Гранит мелкозернистый	$\gamma_4 P_1 v$	75,77	0,06	13,11	0,26	0,79	0,03	0,18	1,03	3,52	4,52	0,00	0,00	0,23	99,50
1001-2	25	Гранит-порфир	$\gamma \pi_4 P_1 v$	68,50	0,41	14,86	0,54	2,93	0,05	0,98	1,75	3,52	4,25	0,13	0,67	0,96	99,55
1001-3	25	Лейкогранит мелкозернистый субщелочной	$\gamma_4 P_1 v$	75,37	0,05	12,96	0,15	0,72	0,01	0,18	0,49	3,28	5,64	0,09	0,20	0,36	99,50
1003	25	Гранит-порфир субщелочной	$\gamma \pi_4 P_1 v$	70,82	0,29	14,96	0,57	2,45	0,04	0,45	0,60	3,55	4,79	0,06	0,13	0,73	99,44
4275	16	Гранит-порфир	$\gamma \pi_4 P_1 v$	68,26	0,52	15,36	0,86	3,09	0,06	1,43	1,90	3,00	4,00	0,13	0,00	1,06	99,67
217	25	Габбродолерит	$v \beta N_1 kz$	46,21	1,06	19,59	3,28	7,31	0,15	3,90	12,75	2,50	0,59	0,27	0,33	1,55	99,49