

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 041

Экз. № 6

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ

Лист М-53-XXX

Объяснительная записка

Составитель *В.А.Дымович*
Редактор *В.И.Сухов*

Утверждено Научно-редакционным советом Мингео СССР при ВСЕГЕИ
15 мая 1981 г., протокол № 13

МОСКВА 1987

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	5
Геологическая изученность	7
Стратиграфия	10
Интрузивные образования	47
Тектоника	67
Геоморфология	81
Полезные ископаемые	84
Подземные воды	94
Оценка перспектив района	96
Литература	99
Приложения	104

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-53-XXX входит в Нанайский и им. Лазо районы Хабаровского края РСФСР и расположена в северо-западных острогах хр. Сихотэ-Алинь между $48^{\circ}40'-49^{\circ}00'$ с.ш. и $137^{\circ}00'-138^{\circ}00'$ в.д. Это типичная горноотраженная местность с интенсивно расчлененным рельефом и абсолютными высотами от 200-500 м на северо-западе до 1200-1400 м на юго-востоке района, где отдельные гольцовые вершины достигают 1600 и более метров (г. Небоосреб в высокогорном массиве Тарпоки-Яни - 1723 м). На большей части территории водораздельные хребты имеют пилообразный продольный профиль, узкие (5-50 м) гребни с остроконечными вершинами и глубокими седловинами. Крутизна склонов составляет $20-35^{\circ}$, относительные превышения достигают 600-700 м. Перевалы через водоразделы для выючных лошадей часто недоступны. Лишь на западе районе распространены широкие плоские водоразделы, незаметно сливающиеся с протяженными пологими ($5-15^{\circ}$) склонами. Относительные превышения составляют здесь не более 200-300 м.

Речная сеть представлена р. Андой с ее левыми притоками - реками Тормасу, Поди, Мани, Моаци, Бира и верхним течением р. Хор с притоками - р. Сооли и р. Кацаци. На крайнем западе берут начало реки Карганга, Бурга, Ута, впадающие в р. Амур. Все реки типично горные со значительными (от 3-6 до 12-20 м/км) продольными уклонами, обилием перекатов, глыб в руслах и лесных завалов. Ширина рек составляет 20-30 м (р. Анда - до 100 м), средняя глубина - 1-1,5 м (до 3 м), скорость течения от 1 м/с на плесах до 3-4 м/с на перекатах. В период затяжных дождей уровень рек поднимается на 2-3 м и даже мелкие ручьи превращаются в бурные потоки. По р. Анде возможно передвижение на моторных лодках.

Климат муссонный с частыми дождями в летнее время и с преобладанием солнечной погоды поздней осенью и зимой. Среднегодовое количество осадков составляет 700-900 мм с максимумом (до

400 м) в июле-августе. Максимальные температуры отмечаются в июле (до +35°C), минимальные — в январе (до -35°...-40°C). Отрицательная среднегодовая температура (-3°...-4°C) обуславливает наличие островной многолетней мерзлоты. Глубина промерзания грунтов превышает 2 м. Оттаивание их к августу составляет 1-2 м. Реки вскрываются к началу мая. Снег в долинах стает к середине мая, а в высокогорье сохраняется до конца июня. Заморозки и первые снегопады отмечаются в середине сентября. Глубина снежный покров ложится в конце октября — начале ноября. Протяженность маршрутных исследований возможно с середины мая по сентябрь включительно.

Весь район, за исключением гольцовых вершин высокогорного массива Тарпоки-Яни, покрыт труднопроходимой тайгой. Преобладают представители охотской флоры: ель, пихта, реже лиственница, пропавшие на склонах гор. Реже наблюдаются реликты манчжурской флоры: тополь, ильм, береза, клен, ясень, осина и др.

Распространенные преимущественно по долинам рек. Хорошо произрастают на склонах гор. В долине р. Анди встречаются скланы залесены корейским кедром. В долине р. Анди встречаются амурский бархат, липа, манчжурский орех, дуб. В нижнем течении р. Тормасы произрастает тис. На высотах с абсолютными отметками выше 1200-1300 м часто заросли кедрового стланика. Леса имеют густой подлесок из орешника, клена, рододендрона, крушины, жостера. В бассейне нижнего течения р. Анди, кроме того, произрастают аралия, элеутерококк, часто перевиты лимонником, виноградом, актинидией. Почвы в хвойных лесах покрыты мхами, а в лиственных и смешанных поименных — травой. Лесные массивы района могут полностью удовлетворить потребности торной промышленности в крепком лесе, строительном материале и топливе. В тайге водятся лоси, изюры, медведи, кабаны, соболи, белки и др. Много рыбчиков. Реки богаты ленком, хариусом. В р. Анди нерестится кета. Обилие кровососущих насекомых затрудняет полевые работы. Имеются случаи заболевания клещевой энцефалитом.

Сильная заlesenность и лесные завалы обуславливают очень плохую проходимость. С заlesenностью связана и плохая обжитость. Коренные породы встречаются преимущественно на вершинах острокопанных гряд и у оснований склонов. Крупноглыбовый дельтовый, а на западе района интенсивная обводненность грунтов затрудняет проходку поверхностных горных выработок.

Экономически район освоен крайне слабо, особенно центральная и восточная его части, где находится лишь около полутора

десятков охотничьих заимок. В северо-западной части территории на базе лесозаготовки возникли поселки Арсеньев и Верх. Маном. В каждом поселке проживают 100-150 семей русских, украинцев и нанайцев. Лесозаготовки проводятся или ведутся в бассейнах рек Маном, Моци, Карганга, Бира, Тормасы, в связи с чем здесь проложены временные грунтовые дороги. В северо-западную часть района, используя дороги из г. Хабаровска (230-260 км), можно попасть автомобильным транспортом повышенной проходимости, а в поселки Арсеньев и Верх. Маном, кроме того, рейсовыми самолетами Ан-2. В остальную же часть района транспортировка возможна только вертолетами. Для транспортировки внутри района можно использовать вырубных лошадей. При работе в горах требуется подноски. В настоящее время на всех рудопроявлениях и месторождениях проводятся лишь поисковые работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологии района были получены при проведении геологических маршрутов по р. Анди Д.В. Ивановым в 1895 г., Н.С. Эдельштейном в 1899 г. и Г.П. Воларовичем в 1931 г. Результаты маршрутных наблюдений были обобщены Г.П. Воларовичем /20/, составившим в 1934 г. первую геологическую карту Северного Сихотэ-Алиня масштаба 1:1 500 000. В 1941 г. в бассейнах рек Хор и Тормасы проводили геологическую съемку масштаба 1:500 000 С.Ф. Лопиро /27/. Им в отложениях верхнего мела обнаружена ископаемая флора, на основании которой эти отложения параллелизуются со свитой Кандаха, выделенной по р. Анди /20/.

В период с 1949 по 1953 г. А.П. Глушковым /21, 22/, В.К. Елисеевым /31/, А.И. Поповым /47/ почти вся территория листа была охвачена геологической съемкой масштаба 1:200 000. Несмотря на крайне слабую обоснованность стратиграфической схемы района и схемы матматизма, в результате проведения съемки были получены представления об основных чертах геологического строения района и определены перспективы его рудоносности. По результатам шихотского опробования выделено несколько ореолов касситерита, в пределах которых были рекомендованы для детальных поисков участки Совинь, Березовый, Томчи, Кадали, Перспективный.

Вслед за среднемащштабной съемкой проводились специализированные поисковые работы. В бассейнах верхних течений рек Сооли и Томчи в 1954 г. под руководством В.Е. Проскурянова /48/ произведено шихотское опробование алмаз в масштабе 1:25 000 и про-

ведены детальные поиски на участках Томчи, Перспективный, Када-ди, которые рекомендовались для дальнейшего изучения на олово. Был выявлен также новый перспективный участок Верховья Сооли. В этом же году О.Н.Кабакорым /34/ проведены детальные поиски на участке Совиний, где им было обнаружено рудопроизведение бериллий и выявлен шлиховой ореол касситерита в долине руч.Куптурку. На участках Томчи и Куптурку в 1955 г. А.Н.Широкой /54/ были проведены детальные поиски. Эти участки рекомендованы ею для дальнейших детальных работ. В 1956 г. С.Я.Лалицусом /38/ проведены поисковые работы масштаба 1:50 000 (поисковые маршруты с металлогенетическим опробованием) в бассейнах рек Сооли, Кадади, Томчи и детальные поиски на участках Перспективный, Верховья Сооли и Кадади. На участке Перспективный им рекомендовано детализировать ореолы олова, а участкам Кадади и Верховья Сооли дана отрицательная оценка. В 1957 г. в бассейнах рек Яро и Томчи Л.И.Конченко /36/ были продолжены поисковые работы масштаба 1:50 000 (металлогенетическая съемка и шлиховое опробование аллювия) и детальные поиски на участке Томчи, перспективны которого не уточнялись. Нижнее течение р.Поды в этом же 1957 г. было охвачено комплексными геолого-геофизическими работами масштаба 1:100 000 (площадная металлогенетическая съемка и опробование донных осадков) под руководством А.И.Мотора /42/. Эти работы подтвердили перспективность участков Совиний и Куптурку.

В 1957 г. вся территория листа была охвачена комплексной аэромаргнитной съемкой масштаба 1:200 000 /50/, в результате которой установлена общая картина распределения магнитного поля и выявлены главные аномальные зоны. Одновременно аэромаргнитная съемка масштаба 1:25 000 проводилась в среднем течении р.Анхой /53/.

В 1958 г. А.В.Деминным /25/ осуществлены шлиховое опробование, опробование донных осадков в масштабе 1:50 000 в нижнем течении р.Поды и детальные поиски на бериллий на участке Совиний, который был рекомендован для доизучения. В 1959 г. этот же автор /26/ на крайнем северо-востоке площади листа проводил геологическую съемку масштаба 1:50 000, а И.А.Плотников /45/ продолжил поисково-разведочные работы на бериллий на участке Совиний и установил его промышленную ценность.

В 1961 г. в верховьях рек Анхой, Хор, Сооли и на правобережье р.Тормасу была произведена аэромаргнитная съемка масштаба 1:50 000 под руководством В.А.Головкин /23/. Материалы съемки позволили выделить ряд аномальных зон, обусловленных магнитными

интрузивами, в том числе не вскрытыми эрозией. В 1964-1965 гг. Северный Сихотэ-Алинь был охвачен гравиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000 /17/, а в 1966 г. составлена карта магнитного поля масштаба 1:200 000 /41/, куда полностью вошла территория листа.

С 1968 по 1975 г. на 2204 км² площади листа в бассейнах р.Тормасу и верхних течений рек Хор, Поды, Сооли проведены геологические и поисковые работы масштаба 1:50 000 под руководством В.А.Исполникова /32, 33/, Л.Н.Серебрякова /52/ и В.А.Джонича /28/. В результате работ получены новые данные по стратегической и металлизму района, практически полностью изменившие представления о его геологическом строении. Находки ископаемой флоры позволили обосновать верхнетуринский, урский, бермисский возраст осадочных отложений. Получена обширная информация о геохимических особенностях интрузивных пород, о характере металлогенетической специализации разновозрастных магматических комплексов и закономерностях размещения рудопроизведений. В пределах выявления шлиховых и литохимических ореолов олова, вольфрама, золота и других металлов проведены поисковые работы с помощью поверхностных горных выработок на многочисленных рудопроизведениях. Окончательная оценка большинства из этих рудопроизведений требует изучения их на глубину.

В 1970-1971 гг. под руководством С.В.Головкин /24/ осуществлена вертолетная пятиканальная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000 в верховьях рек Тормасу и Сооли. В 1971-1972 гг. юго-западная часть территории листа Э.А.Рейншом /49/ охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000. Этими работами установлен характер распространения на глубине ряда магматических тел и подтверждены некоторые крупные разрывные структуры.

В 1974-1976 гг. вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский, пересекающего также территорию листа, проведены исследования методом глубинного сейсмозонирования /13/, позволившие выделить в разрезе земной коры восемь слоев, глубинные разломы и уточнить тектоническую позицию крупных структур.

В 1975 г. северо-западная часть территории листа площадью 824 км² была охвачена геологической съемкой масштаба 1:200 000, проведенной под руководством С.П.Кузьменко /37/.

Вопросам stratigraphy, магматизма, тектоники, истории геологического развития, металлогении и геоморфологии Северного Сихотэ-Алиня посвящены работы А.И.Савченко /51/, Э.П.Изоха /9, 10, 11/, Г.С.Ганешина /5/, Е.В.Бельтенева /1, 18/, И.А.Плотникова /46/, Е.П.Врудицкой и Л.Д.Третьяковой /19/.

В 1977-1978 гг. на территории, не покрытой крупномасштабной съемкой, автором /29/ с целью подготовки листа к изданию проведено геологическое доизучение масштаба 1:200 000. Впервые в районе на основании находок органических остатков выделены верхнепермские отложения, выявлено перспективное рудопроявление золотая (участок Елоуистый), на котором с 1980 г. ведутся детальные поисковые работы. Обобщение материалов геологического доизучения, крупномасштабного картирования, всех видов геофизических и поисковых работ, дешифрирования аэрофотоснимков /29/ явилось основой для составления Государственной геологической карты, карты полезных ископаемых листа М-53-XXX и объяснительной записки к ним.

Государственная геологическая карта листа М-53-XXX увязана с картами соседних листов М-54-XXV /12/ и М-53-XXIV. С картой листа М-53-XXIX /15/ она частично не увязана. Расхождение выражается в изменении представлений о возрасте геологических образований, основанном на более достоверных данных, полученных при крупномасштабном картировании и геологическом доизучении.

Спектральные, химические, пробирные, палинологические анализы, определения радиологического возраста пород производились в Центральной лаборатории ИТГ "Дальгеология". Фаунистические остатки определены Е.П. Брудиной, В.Б. Назаровым, Т.В. Романчук, Л.Б. Тихомировой, Л.Д. Третьяковой, флора — М.М. Кошман. Технические работы по подготовке карт к изданию выполнена Н.К. Подыцовой, В.Г. Сухиной.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают около 60% территории листа и представлены осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными отложениями верхней (?) перми, мезозоя и кайнозоя, размещенными в четырех структурно-формационных зонах:

Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинарии, Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинском синклиналиях и Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоне. На незначительной площади обнажаются также верхнепротерозойские или нижнепалеозойские метаморфические породы. На листе впервые выделены верхнепалеозойские толщи с собственными географическими названиями.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ ИЛИ НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (РР₂; РР₁)¹?

В бассейне среднего течения р. Анди обнажены метаморфические породы, сложенные овалыный тектонический блок, вытянутый в северо-восточном направлении. На территории листа М-53-XXX попадает небольшая часть блока, сложенная толщей сланцевых сланцев. Сроение толщ довольно монотонное. Это плитчатые и глинистые сланцы, которым присущи гранобластовые и лепидотранобластовые структуры с размером зерен 0,05-1,0 мм, редко до 3-5 мм. Породы отделимо пологосчат за счет тонкого чередования (через 0,3-10 см) пологос, содержащих переменные количества биотита (15-75%), мусковита (5-25%), кварца (20-40%), альбита (0-10%), рудного минерала (1-5%) и единичные зерна апатита, циркона, иногда турмалина или кордиерита. Сланцы насыщены линзовидными обособлениями кварцевого и кварц-полевошпатового состава мощностью до 2 см и длиной до 10 см. Судя по характеру минеральных ассоциаций, метаморфизм пород происходил в условиях фации эпиритовых амфиболитов. Заметное увеличение степени метаморфизма отмечается при движении в восточном направлении, с приближением к так называемой Андийской зоне мигматизации /39/. Видимая мощность толщ в пределах площади листа составляет более 600 м.

Возраст метаморфических образований бассейна р. Анди дискуссионен. А.П. Глушков /22/ относил их к архею, а Н.Н. Воронцов /4/ — к протерозою. Позднее А.В. Демин /26/, А.И. Савенко /51/, Э.П. Мазх /10/, К.Ф. Клычко /35/ приняли возраст этих образований палеозойским, причем К.Ф. Клычко получили противоречивые результаты определения радиологического возраста метаморфических пород — от 73 до 388 млн. лет. М.В. Мартынюком /39/ установлено, что метаморфические образования прорываются кислыми интрузивами, имеющими возраст 488 и 433 млн. лет. Раннепалеозойские значения возраста получены им также для гранат-биотитовых кристаллических сланцев (417 млн. лет) и гнейсов (456 млн. лет) из зоны мигматизации. При этом доказано, что постепенные изменения степени метаморфизма наблюдаются лишь в пределах полей развития сланцевых сланцев, а на контактах их с заведомо мезозойскими отложениями отмечается перепад степени метаморфизма. Таким образом, поскольку радиологические определения возраста, скорее всего, указывают на время метаморфизма пород, то истинный возраст толщ может быть верхнепротерозойским или нижнепалеозойским.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

В е р х н и й о т д е л (P₂?)

Верхнепермские отложения начинают видный разрез морских

теосинклиналичных образований в районе. Обнажены они в трех тектонических блоках: в бассейне верхнего течения р.Лоды, на правобережье р.Кацаи и в среднем течении р.Тормасу. Основной объем отложений составляет подводно-оползневые брекчий. Это своеобразные породы, состоящие из алевролитовой массы с погруженными в нее беспорядочно ориентированными обломками песчаников, туффитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, алевролитов, андезитов, иногда спилитов и кварцитов, имеющих угловатую или слабоокатанную форму и размер от 1-10 мм до 10-20 см (нередко до 0,5-2 м). Количество таких обломков изменяется от 5 до 60% объема породы. Включая переменное количество обломочного материала, подводно-оползневые брекчий переходят по простиранию в алевролиты и туфоалевролиты. Последние наиболее широко развиты на левом борту р.Лоды. Среди подводно-оползневых брекчий и алевролитов в основном в нижних и средних частях разреза распространены чаше, но непротекшие прослои песчаников. Мощность их варьирует от 5-35 м в бассейне р.Лоды до 95-150 м в бассейнах рек Кацаи и Тормасу. В бассейне р.Лоды песчаники слатают также пачки (до 60 м) переслаивания с алевролитами при мощности прослоев от 0,5 до 50 см. В бассейне р.Кацаи наблюдается пласт туффитов мощностью около 60 м. По простиранию они сменяются туфопесчаниками, затем полимиктовыми мелко-среднезернистыми песчаниками. По всему разрезу распространены кремнистые и кремнисто-глинистые породы, слагающие непротекшие прослои мощностью от 15 до 60-80 м и мощные линзы. Наиболее протяженные слои (до 6 км) приурочены к низам долины на левобережье р.Лоды. В средней части разреза наблюдается быстро выклинивавшийся горизонт спилитов, диабазов и их туфов мощностью до 10-50 м, редко до 80 м. В бассейне р.Тормасу среди песчаников встречаются единичные маломощные (до 3 м) линзы гравелистов, а на левом борту р.Лоды среди кремнисто-глинистых пород - известняков. Мощность верхнепермских (?) отложений, установленная при изучении разрезов, достигает 1000-1100 м. На правобережье р.Кацаи в алевролитах цементы подводно-оползневых брекчий содержатся колонии мшанок, представителей отрядов (по определению Г.В.Романчук) *Sturbovostomida*, *Pterostomida*, свидетельствующих о палеозойском возрасте вмещающих отложений.

Далее к югу за пределами площади листа, в бассейне р.Кабули /30/ и далее - в бассейнах рек Кафен и Чуken /16/ в аналогичных отложениях известны многочисленные верхнепермские органические остатки. Таким образом, возраст описанных отложений несомненно палеозойский, скорее всего верхнепермский.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В е р х н и й о т д е л

Я к ч и н с к а я т о л щ а (T₂ak) узкой полосой проследивается в северо-восточном направлении от р.Якчи в бассейне среднего течения р.Мани, на юго-востоке согласно перекинувшись томинской толщей. Базальные горизонты ее не обнажены. В строении толщи принимают участие кремнистые породы, спилиты, диабазы, их туфы, редко кремнисто-глинистые породы, алевролиты, песчанники, углисто-глинистые сланцы.

Разрез толщи, составленный по горным выработкам вдоль долины р.Томчи, следующий (снизу вверх):

1. Кремнистые породы с единичными прослоями диабазов 60 м
 2. Диабазы 30 "
 3. Кремнистые породы с прослоями (5-10 м) диабазов 95 "
 4. Песчанники полимиктовые мелко-, среднезернистые 40 "
 5. Кремнистые породы 150 "
 6. Алевролиты 50 "
 7. Кремнисто-глинистые породы с прослоями алевролитов 30-50 "
 8. Алевролиты и туфоалевролиты 75 "
 9. Кремнисто-глинистые и кремнистые породы 35-40 "
 10. Туфоалевролиты с прослоями (10-12 м) диабазов 45-50 "
 11. Алевролиты с редкими прослоями (до 0,5 м) кремнисто-глинистых пород 50 "
 12. Пачка переслаивания (через 1-1,5 см) кремнистых и кремнисто-глинистых пород 170-180 "
 13. Пачка переслаивания (через 1-1,3 м) кремнистых, кремнисто-глинистых пород и углисто-глинистых сланцев 60 "
- Общая мощность разреза 890-930 м.

По простиранию к северо-востоку в составе толщи значительно увеличивается количество основных эффузивов. Так, в бассейне р. Бро толща представлена почти исключительно спилитами, диабазом и кремнистыми породами, слагающими в целом чередующиеся между собой пакки мощностью от 30 до 150 м. Кремнисто-глинистые породы и туфы встречаются здесь в виде редких маломощных прослоев, а алевролиты и песчаники практически отсутствуют, появляясь вновь далее к северо-востоку. Разрез крайней северо-восточной части толщи характеризуется резким преобладанием основных эффузивов, заметную роль среди которых играют туфы. Кремнистые породы здесь имеют подчиненное значение. Крайне редко встречаются маломощные прослои алевролитов и кремнисто-глинистых пород. Мощность толщи 900-950 м.

В бассейне р. Бро в кремнистых породах верхней части разреза толщи обнаружены радиоларии: *Triclosarva rilla* Nide, *Diclosarva ex gr. shagosarva* Rüst, *Distomitra ex gr. shagosarva* Rüst и др. тетрахинского комплекса (верхний триас). Аналогичный комплекс радиоларий установлен в низах разреза согласно перекрывающей томчинской толщи, верхние горизонты которой содержат фауну (*Reptacrinus*, *Nolobryphia*, *Nalobia*, *Oxutha*), характерную для верхов карнийского - низов норрийского ярусов /3/. Таким образом, акчинская толща относится к карнийскому ярусу и скорее всего соответствует его средней части /19/.

Толщина толща ($T_{34}^{(m)}$) распространена к юго-востоку от акчинской толщи, согласно наравшая разрез верхне-сменяется алевролитами. Мощность толщи не превышает 850-950 м. В кремнистых породах нижней части толщи обнаружен /28/ тетрахинский (верхний триас) комплекс радиоларии: *Triclosarva rilla* Nide, *T. aculeata* Rüst, *T. omata* Dnash, *Diclosarva ex gr. shagosarva* Rüst, *D. ex gr. shagosarva* Rüst и др. (определены разреза собраны /28, 33/ хорошей сохранности *Reptacrinus*, *Nolobryphia* cf. *Reptacrinus*, *Nalobia* cf. *australis* Modz., *Oxutha* cf. *szekowicki* Teller и др. (заклечения Е.П. Бруншиной), на основании которых томчинская толща относится к верхам карнийского - низам норрийского ярусов /3, 19/.

1. Алевролиты 145 м
2. Песчаники полимиктовые мелкозернистые с редкими линзами (15-30 см) алевролитов 50-55 м
3. Кремнистые породы с линзами кремнисто-глинистых пород 40 м
4. Алевролиты 10 м
5. Песчаники полимиктовые мелкозернистые с редкими маломощными прослоями алевролитов 50-55 м
6. Алевролиты с включением обломков кремнистых пород, песчаников и основных эффузивов; прослои (8-10 м) песчаников, кремнистых пород и спилитов 140-150 м

7. Спилиты 15-30 м
 8. Алевролиты, иногда туфалевролиты с невыдержанными прослоями и линзами кремнистых пород, спилитов, песчаников, подводно-оползневых брекчий 170-190 м
 9. Песчаники полимиктовые, сплитистые мелко-среднезернистые с линзами алевролитов 55 м
 10. Алевролиты 20 м
 11. Песчаники полимиктовые, иногда сплитистые мелкозернистые с редкими линзами алевролитов 25-40 м
 12. Алевролиты с маломощными (до 0,4 м) линзами подводно-оползневых брекчий и кремнистых пород 60 м
 13. Подводно-оползневые брекчий с алевролитовым цементом и включениями (50%) обломков песчаников 50 м
 14. Песчаники полимиктовые мелкозернистые 30 м
- К юго-западу от р. Бро в верхней части разреза увеличивается мощность горизонтов песчаников (в том числе и туфопесчаников), достигающая в бассейне р. Томчи 210 м. Здесь же появляются наиболее мощные (30-65 м) и протяженные залежи спилитов, диабазов и их туфов. К северо-востоку песчаники, напротив, практически исчезают и встречаются лишь в виде единичных маломощных (первые метры) прослоев среди алевролитов. Подводно-оползневые брекчий, образующие в бассейне р. Бро довольно мощные залежи, по простиранию, включая переменное количество обломков песчаников, кремнистых, кремнисто-глинистых пород, спилитов, диабазов, фациально сменяются алевролитами. Мощность толщи не превышает 850-950 м.
- В кремнистых породах нижней части толщи обнаружен /28/ тетрахинский (верхний триас) комплекс радиоларии: *Triclosarva rilla* Nide, *T. aculeata* Rüst, *T. omata* Dnash, *Diclosarva ex gr. shagosarva* Rüst, *D. ex gr. shagosarva* Rüst и др. (определены разреза собраны /28, 33/ хорошей сохранности *Reptacrinus*, *Nolobryphia* cf. *Reptacrinus*, *Nalobia* cf. *australis* Modz., *Oxutha* cf. *szekowicki* Teller и др. (заклечения Е.П. Бруншиной), на основании которых томчинская толща относится к верхам карнийского - низам норрийского ярусов /3, 19/.
- Толщина толща по литологическому составу подразделена на три согласно залегающие пакки. Пакка I ($T_{34}^{(1)}$) узкой полосой северо-восточного направления раскидывается от среднего течения р. Соол до нижнего течения

Средняя часть пачки (300-450 м) наоборот, как правило, сложена р. Талке, имеет тектоническую нижнюю граниту. Пачка сложена тра-средне-мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, седиментационными брекчиями, песчаниками и алевритами, мощность прослоев которых колеблется от 0,5 до 100 м к юго-западу и к северо-востоку от кремнистых пород. Доминирующая роль (60-65%) принадлежит р. Томчи, а также в бассейне р. Локми. Кремнистые породы и эффузивно-обломочные породы - гравелист на песчаном и алевритовом основании основного состава встречаются здесь в виде редких линз мощностью 1-2 м, редко до 10-15 м. В верхней части пачки (600 м), или седиментационные брекчи с обломками различной степени окатки окатышей из которых преобладают алевриты, а в верхах песчаники, или кремнистые, кремнисто-глинистые пород, глинистые сланцев, значительно возрастает роль эффузивов основного состава, подводя алевритов, песчаников, основных, средних и кислых эффузивов, но-оползневых брекчий и кремнистых пород, часто складывающихся мощные редко известняков, катаклазированных гранитов, кварца и полевых (до 75-100 м) залежи. Маломощные линзы гравелистов встречаются штатов. Подчиненное значение имеют различные по зернистости подливы в междуречье Сичу - Яро среди песчаников, а известняков - миктовые песчаники, а также алевриты, сложенные прослой мощ- в бассейне р. Сичу среди алевритов и в междуречье Локми - ностью от 10-40 до 90-120 м в нижней и средней частях разреза, а в бассейне р. Томчи в речных частях разреза, составляет 1050-1200 м. Причем прослой алевритов, переходящие в бассейне р. Томчи в речных частях разреза, составляет 1050-1200 м. Подводно-оползневые брекчи, при незначительной вариации мощно- Пачка 3 (Т₂ и Т₃) завершает разрез торжасинской толщи. Она сти, выдержаны на всем протяжении пачки. Кремнистые породы и распространены в среднем течении р. Анди, междуречье Поди - Тал- спилиты залегают в основном в виде небольших линз. В то же время, в верховьях рек Томчи, Сооли, Яро и в бассейне р. Ингула. ма в бассейне р. Талке спилиты слоятся мощно (80 м) залежь, граница с подстилающими отложениями проводится по кровле тор- сжимаются на сотни метров. Мощность пачки, определенная по зонам песчаников пачки 2, которые резко сменяются согласно за- резамам, составляет 700-800 м. етальными подводно-оползневыми брекчиями /28/.

Пачка 2 (Т₃ и Т₄) обнажена на правобережье верхнего и нижнего В отличие от ниже лежащих пачек, основной объем пачки 3 со- течения р. Томасу, прослеживается от среднего течения р. Сооли; тальнит алевриты и туфопесчаники, фациально переходящие в в бассейне среднего течения р. Талке, налегают на пачку 1, и подводно-оползневые брекчи с обломками песчаников, кремнистых, гает тектонический блок в верховьях р. Мани. Она сложена песча-кремнисто-глинистых пород, спилитов, диабазов (до 60-70% объема никами, алевритами, аргиллитами, подводно-оползневыми брекчиями). Последние наиболее распространены в бассейнах рек Яро ми, кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами, пластовыми телами Талке. Около 10% объема пачки составляют кремнистые и ассоци- ми спилитов, диабазов, их туфов и редкими линзами гравелистов и туфов с ними кремнисто-глинистые породы, сложенные в различных известняков. Нижняя граница пачки проводится по подложке мощностных разреза как маломощные линзы, так и прослеживающиеся на (60-75 м) торжасинские алевриты. В ряде случаев (бассейн р. Яро-8 км (бассейн рек Томчи и Ингула) торжасинские мощность от 50-100 м) торжасинские алевриты (в интервале 3-4 м) гравелистов 5-20 до 120 м. Песчаники и туфопесчаники формируют отдельные отмечается постепенный переход (в интервале 3-4 м) гравелистов с редкой тальнитовой мощностью до 50-100 м в основном в средней части разре- на алевритовом цементе пачки 1 через алевриты с редкой тальнитовой мощностью до 50-100 м в основной в средней части разре- кой и гравием в "чистые" алевриты; в других (верховья р. Том-а. Непротяженные тела спилитов, диабазов и их туфов мощностью чин) - гравелист на песчаном цементе через слой (4 м) крупно-, т. первых метров до первых десятков метров пространственно тло- а затем мелкозернистых песчаников резко сменяются алевритами к полим распространения подводно-оползневых брекчий, полу- Нижняя часть пачки мощностью 200-250 м представлена в оснв наиболее распространенные в бассейнах рек Сооли и Талке.

Новые алевриты, фациально переходящими в подводно-оползневую пачку обнажаются в 800-950 м. Возраст торжасинской толщи определен как верхнеюрский вие брекчи и редко в аргиллитах, среди которых почти непрерывно. Возраст торжасинской толщи определен как верхнеюрский прослеживается горизонт (20-100 м) кремнистых пород. Крайне редкие основания многочисленных находок /28, 33/ Мопотис ст. осно- ко наблюдаются непротяженные залежи эффузивов основного состава (Кеуа.), М. обшотиса (Кеуа.), М. (Житомотис) ст. селит- мощность которых в бассейне р. Томчи достигает 40 м, и маломощные (Теллер), Нолотупотиса ст. Индет. (определения Е.П. Вуд- ные (до 0,5 м, редко до 15 м) прослой мелкозернистых песчаников) в различных частях разреза пачек 1 и 2.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - КРЕМНЯЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ (?)

П о д и н с к а я т о л щ а распространена на водоразделах рек Андий, Поди и Мани, Талке, Томи, Сооли и Кадаи, Анд и Манома. По литологическому составу она подразделена на две пачки.

Пачка 1 ($P_3-J_1, 2nd$) сложена песчаниками, алевролитами, под литологическому составу, характеру разреза и объему толща проявлено-оползевыми брекчиями, гравелистами, кремнистыми породами, дибазами. Нижняя граница пачки проводится по подолу мощного (110 м) горизонта песчаников, которые согласно залегают на кремнистых породах пачки 3 турмассинской толщи и отличаются более грубозернистостью (среднезернистость) сложением в основании горизонтально-вертикальным - условно нижневертикальным.

Пачка на 60-70% представлена средне-, мелко-, редко крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками и в меньшей мере (до 30%) алевролитами, слатами в различных частях разреза прослой мощностью от 25 до 160 м. В верховьях р. Сооли мощность горизонта алевролитов в верхах разреза пачки достигает 200-210 м. Подвержено-оползевые брекчии, ассоциируя с алевролитами, наблюдаются преимущественно в бассейне р. Ингула. Гравелисты распространены в верховьях р. Ингула, в бассейне р. Талке и на водоразделе Поди и Мани, где слатают прослой мощностью от 5 до 30 м и протяженности 0,5-2,5 км среди песчаников средней части разреза. Кремнистые породы тяготеют в основном к верхам пачки, слата маломощные (до 15 м) линзы преимущественно в составе алевролитовых толщ тов. Дибазы распространены крайне ограниченно и наблюдаются в виде 5-6-метровых залежей в нижней части пачки лишь в истоках р. Поди. Общая мощность пачки, установленная путем сопоставления частных разрезов, достигает 950-1000 м.

Пачка 2 ($P_3-J_1, 2nd$) отчетливо выделяется по преобладанию кремнистых пород, которые слатают, как правило, мощные (от 30- до 130-160 м, реже более метров) выдержанные горизонты, содержащие маломощные (до 1 м) линзы алевролитов и кремнисто-глинистых пород. В средней и верхней частях разреза они разделены до 10-20 м) прослоями кремнисто-глинистых пород. Алевролиты, образующие по всему разрезу горизонты мощностью от 35 до 70 м, по простиранию сменяются подолу-оползевыми брекчиями на таком же алевролитовом цементе с многочисленными обломками кремнистых пород и песчаников. В верховьях рек Сооли и Кадаи увеличивается количество таких горизонтов, здесь же выявляются звы основного состава в единичных линзах отмечаются на правом

полимиктовые мелкозернистые песчаники с линзами гравелистов. Мощность пачки оценивается в 700-800 м.

Нижняя граница возраста подлинской толщи, учитывая согласность ее фаунистически охарактеризованного разреза турмассинской толщи, отвечает самым верхам норикского яруса или разгу. Значительная мощность (до 1800 м) отложений позволяет предположить, что накопление осадков продолжалось и в юрское время. По возрасту палеонтологически обоснован как верхнетриасовый-нижнеюрский /19/. В соответствии с этим возраст толща принимается условно нижнеюрским.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - КРЕМНЯЯ СИСТЕМА

Д а а у р с к а я с в и т а, обнажаясь в ядрах антиклинальных структур, в бассейнах рек Хор, Кадаи и на правобережье р. Поди, начинает видный разрез Восточно-Сихотэ-Алинского синклинария (рис. 1).

Нижняя подлинка ($P_3-J_1, 2nd$) представлена кремнистыми, реже ролитов, песчаников, спилитов, дибазов, их туфов, известняков. Наибольшую мощность и ширину выхода на дневную поверхность подлинка имеет на левом борту долины р. Хор, где обнажаются (снизу):

1. Кремнисто-глинистые породы 270-300 м
2. Кремнистые породы 180-190 "
3. Кремнисто-глинистые породы 25-30 "
4. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые с единичными прослоями алевролитов 140-150 "
5. Алевролиты 60-70 "
6. Кремнисто-глинистые породы 25-30 "
7. Кремнистые породы 250 "

Общая мощность разреза составляет 950-1020 м. В других местах эрозией вскрыты лишь самые верхи подлинки, другие кремнистые породы с редкими маломощными (от 5 см до 0,7-2 м) линзами кремнисто-глинистых пород, количество которых увеличивается с северо-востока на юго-запад. Эффузивами кремнистых пород и песчаников. В верховьях рек Сооли и Кадаи увеличивается количество таких горизонтов, здесь же выявляются звы основного состава в единичных линзах отмечаются на правом

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
МЕЛОВАЯ	НИЖНИЙ	БАЛАНЖИНСКИЙ	K ₁	350-800	Песчаники, редко алевролиты, линзы граувагитов, седиментационных брекчий
ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ		J ₃ -J ₂ ²	более 900	Алевролиты, песчаники, ритмично переслаивающиеся алевролиты и песчаники, линзы граувагитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, спилитов, диабазов и тuffов с <i>Bucella fischeriana</i> d'Orb., <i>Platystrophia</i> Lecl., <i>V. terebratuloides</i> Lecl., <i>D. cf. rusticensis</i> Lecl., <i>D. divinatoris</i> Trucl. et Lecl., известняков
ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ ТРИАС-ЮРА		J ₃ -J ₂ ²	до 350	Верхнеджаурская подсистема. Кремнисто-глинистые, реже кремнистые породы, линзы алевролитов, песчаники, спилиты, диабазы, и тuffы
			J ₃ -J ₂ ²	более 1000	Нижнеджаурская подсистема. Кремнистые, реже кремнисто-глинистые породы, линзы алевролитов, песчаников, спилитов, диабазов, и тuffов, известняков

Примечание. Стратиграфическая колонка изображает разрез Восточно-Сихота - Амурского синклинали

Рис.1. Стратиграфическая колонка

борту р.Хор и слагают мощную залежь в бассейне р.Прав.Лоди. Здесь же и в междуречье Хор - Кадади наблюдаются прослои алевролитов мощностью до 40 м. Единичные линзы известняков протяженностью 200-250 м и мощностью до 30 м встречаются на правом борту долины р.Хор и в истоках р.Прав.Лоди. Видимая мощность подсытки в бассейнах рек Лоди и Кадади не превышает 300-400 м, а в междуречье Амур - Хор составляет более 1000 м.

Верхняя подсытка (J₃-J₂²) менее распространена. Нижняя граница подсытки проводится по подошве мощной пачки кремнисто-глинистых пород, залегающих на кремнистых породах нижней подсытки. Согласно залеганию подсытки установлено во многих местах в обнажениях по рекам Амур и Уджаки /55/ восточнее территории листа, где между ними фиксируется постепенный контакт.

Отличается верхнеджаурская подсытка от нижней фациальной устойчивостью и представлена в основном кремнисто-глинистыми породами. Кремнистые породы редки и слагают маломощные (до 15 м) пласты в среднем течении р.Лоди. Здесь же в средней части разреза залегают единичные линзы (до 20 м) алевролитов с тонкими прослоями полимиктовых мелкозернистых песчаников. Еще реже встречаются линзовидные залежки эффузивов основного состава, которые отмечены лишь в верховьях р.Лев.Лоди и на правом борту долины р.Лоди, в ее среднем течении. По мощности подсытка не выделена и в бассейнах рек Хор и Кадади быстро выклинивается. Максимальная же ее мощность в пределах района достигает 350 м.

Верхнетриасово-юрский возраст джаурской свиты обоснован на площади соседнего листа М-54-ХХУ /39/ многочисленными находками остатков фораминифер и рациолирий.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Хунгарийская свита (J₁-J₂²) узкой (1-1,5 км) полосой прослеживается в северо-восточном направлении от долины р.Бро по водораздельным пространствам ее правых притоков на протяжении 12 км. Она сложена в тектоническом блоке, на северо-западе свита с угловым несогласием перекрывается отложениями беринского яруса. В строении свиты принимают участие алевролиты, песчаники, тuffы основного состава, редко спилиты. На правом борту долины р.Бро она имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Алевролиты массивные и слоистые более 1х
2. Алевролиты песчанистые с редкими прослоями (до 5 м) мелкозернистых 20-3
3. Песчанники полимитовые мелкозернистые 20-3
4. Алевролиты с пластовыми телами (10 м) спилитов 20-3
5. Туфы основного состава псаммитовые и псаммито-песчистовые кристаллокластические и литокластические с линзами спилитов более 3
6. Алевролиты более 3

Мощность разреза более 450 м.

По простиранию к северо-востоку в разрезе увеличивается лишь количество и мощность прослоев песчанников. Мощность свиты определена по разрезу, составляет 450 м.

Возраст хунтарийской свиты определяется находкой в алевролитах на водоразделе рек Тормасу и Бро /28/ *Mytilosentulus cf. subrotundus* (I. Kon.) (опред. Е.П. Врудиной), имеющего сходство с видом, широко развитым среди отложений тоара-байоса Южного Приморья.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ (J₂-K₁)

Верхнеюрские - нижнемеловые отложения распространены в Во-точно-Сихотэ-Алинском синклинии, где в пределах площади лист они занимают водораздельные пространства рек Поди, Ангий, Хор и Кадаци. Контакт толщи с джаурской свитой проводится по смене кремнистых или кремнисто-глинистых пород алевролитами. Обычно резкий, реже постепенный через пачку передельящихся алевролитов и кремнисто-глинистых пород, без заметного в коренном залегании /28, 32, 52/ углового несогласия. Признаки несогласия ус-танавливаются лишь по налеганию подшвы толщи на разные подшвы джаурской свиты.

На фоне общего преобладания в составе толщи алевролитов, то массивных или слоистых, иногда песчанистых, то близких к алевролитистым аргиллитам, остальные породы имеют резко подчиненное значение и встречаются в виде редких прослоев и линз в раз-личных частях разреза. Так, песчанники, иногда с маломощными ли-зами травелитов, образуют прослой мощностью до 20-40 м и пачки тонкого (через 5 см) или грубого (через 0,5-1 м) переслаивания с алевролитами, получаясь наибольшим распространением в между-

режье Хор - Ангий. Кремнистые и кремнисто-глинистые породы скла-дывают линзовидные прослои мощностью от 0,5-0,7 до 10-15 м и протя-женностью от первых десятков метров до 0,5-1 км, приурочиваясь преимущественно к нижним частям разреза. Довольно многочислен-ные линзовидные тела спилитов, диабазов и их туфов мощностью от 2,5 до 40 м и протяженностью от нескольких десятков метров до 2,5 км распространены в средней и реже нижней частях разреза. в бассейнах рек Хор, Кадаци, Лев.Поди, практически не встречаются в других местах. Известники известны лишь в бассейне р. Лев.Поди, где они складывают маломощные линзы протяженностью не более 20-30 м. Мощность верхнеюрско-нижнемеловых отложений более 900 м.

Возраст толщи определяется по находкам в туфах на правобе-режье р. Хор *Buschia fischeriana* d'Orb., *B. lausensis* Pavl., *B. terebratuloides* Lah., *B. cf. russiensis* Pavl., *B. rivanensis* Pavl., *et* *Cart. /32/* и, кроме того, *Buschia tenuicollis* Pavl., *B. cf. squamensis* (Busch.) Pavl., *B. volgensis* Pavl., обнаружен-ных в различных частях разреза толщи /55/ на площади листа И-54-ХХУ /12/. Эти формы характерны для титон-берриасских отло-жений.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л

Берриасский ярус

Т о л щ а к о н т л о м е р а т о в (K₁¹) распростра-на на правобережье р. Тормасу, где она несогласно залегает на под-стилающих отложениях /28/, а также обнажается на небольших участ-ках на левом берегу нижнего течения р. Тормасу и в урвах рек Кар-танга, Вурга, Ува. На правом берегу р. Тормасу, ниже устья р. Бро, в расщепке видно, что слоистость и совмещающаяся с ней сланцева-тость в подводно-оползневых брекчиях вершней (?) пачки почти под-прямым углом "уныкается" в массивные конгломераты. Непосредст-венно в приконтактной зоне в конгломератах наблюдаются много-численные валуны, количество которых, а также размер обломочного материала постепенно уменьшаются при удалении от контакта. Подоб-ные взаимоотношения толщи конгломератов наблюдаются и на левом берегу р. Бро, но уже с тормасинской толщей. С хунтарийской свитой столб резкого углового несогласия нет. Тем не менее, на водораз-деле Бро - Тормасу установлено, что алевролиты хунтарийской сви-ты круто (70°) погружаются под конгломераты, имеющие с алевроли-тами более пологий (30°) четкий контакт.

Толща представлена монотонными плохо отсортированными (мелко-, средне-, до крупногалечных валунистых) конгломератами с линзами и маломощными (до 1-5, редко 10 м) прослоями гравелистов, песчанников полимиктовых, редко алевролитов. Конгломераты состоят из гальки (65-80%) размером 1-5 см, реже 5-10 см с примесью незначительного гравия (5%), валунов в количестве от единичных до 10-15% объема породы и песчаного заполнителя (15-20%). Окатанность валуно-галечного материала хорошая, правильной - средней и плохой. Обломки представлены песчаниками мелко-, редко средне- и крупнозернистыми, реже (5-15%) алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, иногда кварцем, кварцитами, как таковыми гранитами, спилитами, туфами основного состава известняками. Характерно, что валуны и крупная галька образованы исключительно песчаниками. Толща практически не претерпевает изменений по простиранию, хотя к северо-востоку в ее составе увеличивается количество и мощность линз песчанников и алевролитов. Мощность толщи 400 м.

Толща алевролитов (K_1^{b2}) согласно залегает на толще конгломератов. Распространена она в бассейне р. Тормасу, в верховьях р. Каргана и руч. Болотистый, урзах р. Ута, а также на водоразделе Тормасу - Анди и сложена преимущественно алевролитами, аргиллитами, редко песчаниками с линзами гравелистов и незначительными пластинами туфов андезитов, андезитов, туфов. Нижняя граница толщи проводится по кровле последнего горизонта конгломератов, на которых, как установлено в канавах в междуречье Тормасу - Яро /28/, залегает слой песчанников мощностью от 5 см до 1,5-3 м, постепенно через более мелкозернистые разновидности переходящих в алевролиты. Средне-мелкогалечные конгломераты к контакту постепенно становятся мелкогалечными гравелистыми, сменяясь иногда гравелистами с худшей окатанностью обломков.

В междуречье Тормасу - Яро толща имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания (через 0,5-4 м) алевролитов слоистых и песчанников полимиктовых алевролитов 20 м
2. Алевролиты аргиллитистые, аргиллиты 55 "
3. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые мелкозернистые 7-10 "
4. Алевролиты с прослоями песчанников мелкозернистых алевролитов мощностью от 8 до 30 см 130 "

5. Алевролиты, аргиллиты алевролитистые более 120 м
Общая мощность разреза более 335 м.

К северо-востоку, на правобережье р. Тормасу, в составе толщи заметно увеличивается количество и мощность (до нескольких десятков метров) прослоев песчанников. Далее же на северо-восток, в бассейнах рек Якокеми и Мани, песчаники, напротив, слагают единичные маломощные линзы, и разрез практически нацело представлен монотонными массивными алевролитами иногда с пластинами туфов андезитов мощностью до 100 м. Мощность толщи на правобережье р. Тормасу около 350 м.

На западе района нижние горизонты толщи можно наблюдать лишь в верховьях рек Каргана и Ута. В остальных же местах низы толщи не обнажаются. Так, в бассейне р. Тухага ее разрез начинается довольно мощная (более 100 м) пачка песчанников, корелирующаяся с наиболее мощным прослоем песчанников в средней части разреза на правобережье р. Тормасу. На песчаниках залегает пачка (45-65м) переслаивавшихся через 0,5-1 м алевролитов и песчанников, фациально переходящая к северу в пачку песчанников с частыми маломощными прослоями алевролитов. Завершает разрез толщи мощная (400 м) пачка монотонных алевролитов. К югу от р. Тухага роль песчанников резко уменьшается, а алевролиты становятся аргиллитистыми и уже в верховьях р. Тормасу главенствующую роль приобретают аргиллиты и, кроме того, туфы алевролитов. Здесь же в средней части разреза толщи широко развиты андезиты, их туфы и туф-фиты, слагающие пластины мощностью до 200 м. Линзы гравелистов наблюдаются только в бассейне р. Тухага в верхней части разреза. Суммарная мощность толщи 600 м.

Беруасский возраст толщи конгломератов и толщи алевролитов при их непрерывном разрезе и несогласном залегании толщи конгломератов на норийских и тоарско-байосских отложениях определяется находками в средней части разреза толщи алевролитов *Sordicula aegaeis* Kob. et Suz., *Vucbla sp. indet.* (опред. Л.Д. Третьяковой), характерных для самых нижних слоев нижнего мела серии Тетори Японии. Кроме того, в аналогичных отложениях бассейна р. Турмин /43/ наряду с указанным видом установлены *Pleurostoma* sp., *reticulata* (Ord.), известные в беруасском ярусе Русской платформы.

Ваганжинский ярус (K_1^v)

Песчаники, редко алевролиты, линзы гравелистов, седиментационных брекчий, конгломератов, туфов андезитов установлены по

левобережья р. Тормасу, в верховьях рек Картанга, Бурга и руч. Водистый - в Западно-Сихоте-Алинском синклинии и в бассейнах рек Юди, Хор, Кадаца - в Восточно-Сихоте-Алинском синклинии (частично распространяясь в краевые части Центрально-Сихоте-Алинского антиклинария). В Западно-Сихоте-Алинском синклинии валдайские песчаники согласно залегают на толще алевролитов беринса /28/. В Восточно-Сихоте-Алинском синклинии толща залегают на разных горизонтах подстилающих отложений, но значительная разница в углах падения пород (50-55°) наблюдается /32/ лишь на контакте с джаурской свитой. На контакте с верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями на водоразделе рек Анки - Юди установлено, что мелко-среднезернистые песчаники валдажинка с привильными обломками алевролитов у контакта через маломощную (1-1,5 м) пачку переслаивавшихся алевролитов и песчаников без видимого углового несогласия залегают на алевролитах титон - беринса. Несколько же восточнее территории листа /52/ на передельных алевролитах и песчаниках титон - беринса залегают горизонт гравелитов, а разница в azimuthах простирания пород составляет около 15°.

Песчаники представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми полимиктовыми, реже кварц-полевощатовыми разновидностями. Характерной особенностью их является наличие редких включений неокатанных обломков алевролитов размером до 1 см. Прослой алевролитов имеют мощность от 1,5-15 до 60 м и протяженность 0,5-4 км. Наиболее мощные и протяженные из них приурочиваются к верхним частям разреза. Линзы гравелитов и седиментационных брекчий, переходящие по простиранию в крупнозернистые песчаники с включением редких обломков, распространены в Восточно-Сихоте-Алинском синклинии в основании, реже в средней части разреза и имеют мощность до 2-10 м. Конгломераты встречаются лишь в бассейне р. Тухла. В гальке и гравии, кроме кремнистых пород и алевролитов, наблюдаются песчаники, диабазы, слюдистые, микрокварцистые, катаклазированные гранитоиды. Залежи туфов андезитов распространены в истоках р. Картанга. Мощность валдажинского яруса 350-400 м, доходит иногда в Восточно-Сихоте-Алинском синклинии 800 м.

Возраст толщи песчаников при сопоставном залегании на отложенных беринского яруса Западно-Сихоте-Алинского синклинии, базируется на находках в средней части разреза толщи в бассейне р. Анки за пределами площади листа /40/ остатков *Vucella stassioi* Keys., *B. stassioi* var. *stassioi* Lab., *B. sublaevis* Keys. и др., характерных для валдажинка.

В е р х н и й о т д е л

С а м а р г и н с к а я с в и т а (K_2^{sm}), субгоризонтально залегающая на сложном дислоцированных отложениях нижнего мела и верхнего триаса, распространена на водораздельных простираниях бассейнов рек Анки, Тормасу, Мани и обнажена также в урвесах рек Бурга, Хар, Года. Отложения свиты представлены однообразными темно-серыми и черными андезитами, содержащими редкие залежи туфов андезитов мощностью от 15 до 100 м и протяженностью до 1-2 км. Приурочены такие залежи преимущественно к средним частям разреза свиты. В основании свиты в бассейне р. Картанга наблюдается горизонт лавобрекчий мощностью 50-100 м.

Андезиты по химическому составу близки к андезитам по Р. Дюли (табл. 1). Порфировые выделения в них (30-40% объема пород) представлены кристаллами (0,5-10 мм) андезина № 35-40 и редко псевдоморфозами кальцита, хлорита с эпидотом и рудными минералами по роговой обманке. Основная масса гиагопигитовая, участками пиллакитовая. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит. Туфы андезитов преимущественно псефитовые, реже псаммитовые с обломками (30-70%) андезитов и кристаллов плагиоклаза, цементированных перекристаллизованным пепловым матриалом. В лавобрекчии обломки (80-90% объема пород) образованы ороговикованными песчаниками, алевролитами, редко андезитами. Они имеют размер до 1,5 см и цементированы андезитовой лавой с гиагопигитовой структурой.

Максимальная мощность свиты, установленная по разности абсолютных отметок подошвы и кровли, 450-500 м. Верхнемеловой возраст свиты базируется на радиологическом возрасте (74 млн. лет) самых андезитов и коматитичных с ними интрузий диоритовых порфиритов (70 млн. лет). Принадлежность ее к самаргинской свите определена, как и на площади соседнего листа М-53-XXIX /15/, по сходству состава пород.

Д а в а н с к и й я р у с (d)

С в и т а К а н д а х а (K_2^{kn}) прослеживается узкой (2-4 км) полосой по обоим берегам долины рек Тормасу и Сооли, выполняя грабен в зоне Центрального Сихоте-Алинского шва. Сложена свитой конгломератов, гравелитов, песчаников, андезитов, их туфов, редко алевролитов, гравелитов, андезито-базальтов, аргиллитов, туффитов, углистых аргиллитов. Осадочные

Химический состав

№ пробы	Порода	Геологический возраст	Место взятия пробы	Содержание окислов, %	
				SiO ₂	TiO ₂
1	2	3	4	5	6
396	Андезит	K ₂ и т	Исток р. Моаци	60,02	1,04
719	Туф андезита	K ₂ и т	р. Тормасу	64,08	1,03
К-471	Андезит-базальт	K ₂ и т	Там же	54,04	1,30
1860	Трахитандезит	K ₂ и т	"	55,12	1,53
2944	Андезит	P ₂ и т	р. Анди	60,20	1,00
683	Туф андезита	P ₂ и т	Там же	63,02	0,79
391	Андезит	P ₂ и т	р. Бира	59,95	0,82
2370	Андезит	P ₂ и т	р. Сооли	59,86	0,89
18634	Андезит	P ₂ и т	р. Моаци	59,37	0,92
18624	Андезит-базальт	P ₂ и т	Там же	53,41	1,64
1505	Базальт	N ₁ и т	р. Сооли	50,57	2,36
2919	Базальт	N ₁ и т	р. Тормасу	50,84	1,55
406	Базальт	N ₁ и т	р. Анди	49,86	1,80
1298-1	Диабаз	P ₁ и т	р. Бро	46,91	2,53
1340-1	Диабаз	P ₁ и т	р. Бро	50,96	2,18
1509	Базальт	α P ₁	р. Томчи	46,64	1,30
1652-1	Перидотит	α K ₁	Там же	39,39	1,60
1286	Габбро	ν K ₁	р. Бро	46,31	2,03
Р-47	Габбро	ν K ₁	р. Томчи	46,19	3,70
С-2	Габбро	ν K ₁	Там же	50,37	2,37
1619-1	Гранит	1 ₁ K ₁	"	69,12	0,33
1779	Гранит	1 ₁ K ₁	р. Талке	69,49	0,49
1067	Гранит	1 ₁ K ₁	р. Кадаи	72,88	0,35
190	Гранит	1 ₂ K ₁	Ботасинский массив	67,71	0,56

Магматических пород

Содержание окислов, вес. %																
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Σ						
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17						
16,52	3,44	2,99	0,11	2,92	5,65	3,84	2,47	0,70	0,31	100,01						
15,66	2,43	4,03	0,11	1,39	3,48	2,08	3,13	0,85	1,23	99,50						
15,73	5,00	2,81	0,09	4,63	4,90	3,69	2,83	2,54	2,12	99,67						
20,28	2,43	4,37	0,21	1,11	4,22	4,94	2,78	2,01	0,51	99,51						
15,37	3,30	2,75	0,10	3,23	5,56	3,36	2,87	1,45	0,58	99,77						
14,90	3,51	1,07	0,09	2,35	3,64	4,01	2,05	1,77	2,39	99,59						
14,59	4,98	1,02	0,12	2,59	5,55	3,11	2,75	1,72	2,36	99,56						
15,49	3,33	2,80	0,11	2,96	5,09	2,70	2,60	3,98	0,49	100,30						
16,08	3,71	2,62	0,14	2,95	5,64	3,80	3,51	0,86	0,48	100,08						
16,08	4,10	5,17	0,11	5,13	7,92	3,37	0,91	0,92	1,01	99,77						
15,61	4,67	5,50	0,11	6,22	7,33	3,53	2,60	1,36	0,71	100,57						
15,34	2,31	8,39	0,07	7,27	7,77	3,62	1,27	1,14	0,50	100,07						
14,74	4,02	7,87	0,14	7,27	7,88	3,31	1,51	1,25	0,42	100,07						
11,32	6,25	6,12	0,08	8,50	7,66	3,57	0,60	0,00	5,33	99,87						
15,60	2,32	6,53	0,13	4,22	9,44	4,39	1,20	0,00	3,01	99,98						
16,40	3,18	7,48	0,18	7,27	8,57	2,83	0,60	3,36	2,02	99,83						
5,66	8,59	6,26	0,17	27,10	5,27	0,40	0,24	0,00	6,02	100,72						
6,74	3,34	7,30	0,05	12,06	13,78	1,55	0,25	0,00	6,79	100,20						
12,68	8,32	5,81	0,17	7,30	11,07	3,20	0,86	0,23	0,75	100,28						
10,49	3,52	6,92	0,14	9,18	11,64	2,71	0,68	1,33	0,46	99,81						
14,94	1,47	2,23	0,04	1,00	1,17	4,02	4,45	1,12	0,42	100,37						
15,28	0,78	2,57	0,05	1,30	2,56	4,00	3,18	0,64	0,18	100,52						
14,37	0,00	2,34	0,07	0,79	0,99	3,20	4,37	0,71	0,26	100,33						
15,53	0,82	2,91	0,08	1,43	1,68	3,50	3,69	1,05	0,74	99,70						

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1351-3	Габбро	vk ₂	р. Тухала	50,91	1,20	15,56	6,80	3,70	0,18	4,90	9,60	2,75	0,80	0,00	3,47	99,87
1361-1	Габбро	vk ₂	Там же	45,06	1,64	14,71	8,12	4,73	0,15	6,31	14,38	1,96	1,01	0,00	1,96	100,01
Р-3636	Габбро	vk ₂	р. Лоди	52,87	1,56	18,12	4,16	5,31	0,18	4,61	7,41	3,28	2,20	0,10	0,39	100,19
Р-01720	Диорит	dk ₂	Там же	53,40	1,24	19,44	0,69	7,04	0,14	3,79	7,55	3,18	2,36	0,25	0,45	99,53
361	Диоритовый порфирит	dk ₂	Тухалинский массив	57,33	0,51	17,09	2,95	3,59	0,09	4,23	6,00	3,50	1,74	1,60	0,89	99,52
1352-1	Диоритовый порфирит	rk ₂	р. Тухала	61,01	0,90	16,14	2,46	3,31	0,10	3,52	5,52	3,57	1,92	1,19	0,49	100,13
1160	Гранодиорит	rk ₂	Выстринский массив	66,59	0,81	15,29	0,59	3,59	0,07	1,45	4,00	3,00	3,33	0,54	1,04	100,34
48	Гранодиорит	rk ₂	Верховье р. Анди	63,00	0,61	16,70	0,13	4,71	0,14	2,27	5,09	3,57	2,66	0,48	0,00	99,36
С-1	Гранодиорит	rk ₂	Тормасинский массив	64,86	0,95	14,96	2,11	2,64	0,04	1,91	3,60	3,94	3,18	0,75	0,59	99,52
596	Гранит	rk ₁	р. Ингула	74,87	0,14	13,20	0,26	1,26	0,04	0,26	0,95	3,84	4,74	0,48	0,09	100,13
1110	Гранит	rk ₁	Выстринский массив	74,54	0,14	13,21	0,52	1,21	0,03	0,26	1,03	3,78	4,22	0,54	0,06	99,54
46	Гранит	rk ₁	Верховье р. Анди	74,30	0,16	12,34	0,09	2,04	0,07	0,26	1,43	3,43	4,83	0,52	0,00	99,47
4640	Гранит	rk ₁	Там же	75,49	0,21	12,32	0,21	1,26	0,03	0,26	0,96	3,36	5,02	0,42	0,00	99,53
2272	Гранит	rk ₁	Верховье р. Сооли	74,59	0,21	13,20	0,38	1,56	0,04	0,59	1,49	2,91	4,00	0,49	0,14	99,60
1252	Гранит	rk ₁	Выстринский массив	77,29	0,03	11,93	0,60	0,79	0,01	0,15	0,50	2,96	4,94	0,31	0,05	99,56
И-1	Гранит	rk ₁	р. Сооли	77,05	0,10	12,15	0,50	1,03	0,56	0,32	0,63	3,42	4,42	0,36	0,01	100,55
К-838	Базальт	rk ₂	р. Анди	52,34	1,21	16,27	2,15	6,08	0,07	5,73	10,22	3,43	0,75	1,84	0,35	100,44
682-2	Трахито-базальт	rk ₂	Там же	49,30	1,18	16,46	6,09	3,89	0,13	5,88	6,12	4,92	1,30	2,78	1,64	99,69
165	Габбро-диоритовый порфирит	vk ₂	р. Тормасу	55,26	0,76	15,24	3,64	4,54	0,14	5,94	5,72	2,92	2,90	2,29	0,39	99,74
2296-1	Кварцевый диорит	rk ₂	р. Анди	51,82	1,03	16,92	1,41	6,75	0,22	6,92	8,24	3,20	0,67	2,08	0,27	99,53
1923 ^a	Гранодиорит	rk ₂	Тухалинский массив	65,63	0,73	15,10	1,89	2,52	0,07	2,11	3,76	3,64	3,25	0,44	0,44	99,58
683	Кварцевый диоритовый порфирит	rk ₂	р. Сооли	58,46	1,06	16,99	1,95	3,63	0,11	2,95	4,53	4,08	3,19	1,87	1,59	100,41
870	Кварцевый сиенит	rk ₂	р. Тормасу	61,52	0,93	15,60	1,94	3,17	0,10	1,81	3,40	4,01	4,73	1,63	0,87	99,71

Продолжение табл.1

1	2	3	4	5	6
568	Трахиперит	ΔP_2	р. Гормасу	65,45	0,34
1466	Гранит	$t-tP_2$	Там же	76,60	0,06
1478	Гранит	$t-tP_2$	"	77,57	0,15
162	Гранит	tP_2	"	77,19	0,16

Числовые характеристики

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
17,70	2,00	1,00	0,02	0,50	0,98	5,91	5,12	0,45	0,17	99,64
12,33	0,60	0,40	0,07	0,25	0,40	4,11	4,46	0,00	0,05	99,33
11,99	0,92	0,26	0,02	0,10	0,44	3,71	4,26	0,28	0,01	99,71
12,48	0,81	0,54	0,02	0,13	0,66	3,60	4,32	0,34	0,13	100,38

по А.Н.Заварицкому

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'
396	12,2	5,1	12,8	69,9	0,0	14,5
719	9,2	4,3	11,9	74,6	28,7	0,0
K-471	12,8	4,6	17,2	65,4	0,0	9,4
1860	15,8	5,4	10,9	67,8	19,2	0,0
2944	11,7	4,6	13,4	70,3	0,0	17,0
683	12,1	4,2	9,2	74,6	0,0	3,9
391	11,3	4,5	12,6	71,6	0,0	19,8
2370	10,2	5,8	11,9	72,2	0,0	6,0
1863A	13,5	4,1	13,7	68,7	0,0	20,8
1862A	8,9	6,5	21,4	63,2	0,0	15,4
1505	11,6	4,7	24,2	59,6	0,0	17,6
2919	9,7	5,3	26,2	58,7	0,0	15,5
406	9,4	5,1	27,6	57,8	0,0	16,0
1298-1	8,8	3,2	32,0	56,0	0,0	19,3
1340-1	11,6	4,8	22,6	60,9	0,0	30,4
1509	7,4	8,0	27,0	57,6	0,0	11,6
1652-1	1,1	2,8	55,3	40,8	0,0	5,2
1286	3,6	2,5	42,2	51,7	0,0	31,0
P-47	8,1	4,2	33,4	54,3	0,0	26,6
C-2	6,6	3,4	34,0	56,1	0,0	29,6

t'	m'	n	φ	t	a:c	q
46,5	39,0	70,3	23,2	1,3	2,4	10,4
51,3	20,1	50,2	17,7	1,2	2,1	26,5
42,8	47,8	66,5	26,0	1,8	2,8	0,6
62,5	18,3	73,0	20,2	2,0	2,9	-1,4
41,7	41,3	64,0	21,3	1,2	2,6	12,6
51,9	44,2	74,8	33,3	0,9	2,9	22,9
44,0	36,2	63,2	35,1	1,0	2,5	16,1
49,6	44,3	61,2	25,2	1,1	1,8	18,2
42,6	36,7	62,2	23,3	1,2	3,3	6,2
43,2	41,3	84,9	16,7	2,3		-2,1
38,8	43,6	67,4	16,7	3,4	2,5	-8,7
37,9	46,6	81,2	17,5	2,2	1,8	-7,4
39,7	44,3	76,9	12,4	2,6	1,8	-8,2
35,4	45,4	90,0	16,8	3,9	2,7	-8,9
37,4	32,2	84,8	8,9	3,1	2,4	-6,2
39,6	48,8	88,2	10,8	2,0	0,9	-7,6
21,5	73,3	71,7	11,7	3,0	0,4	-23,4
22,1	46,0	90,4	6,4	3,2	1,4	-6,3
37,3	36,1	85,0	20,8	5,7	1,9	-11,9
27,1	43,3	85,8	8,4	3,4	2,0	-4,3

Продолжение табл. 1

№ проба	a	c	b	s	a'	c'
1619-1	14,9	1,4	6,8	76,9	26,7	0,0
1779	13,1	3,1	6,0	77,8	13,2	0,0
1067	12,8	1,1	6,8	79,3	48,8	0,0
190	12,8	2,0	9,4	75,8	38,0	0,0
1351-3	2,5	7,1	23,7	61,6	0,0	21,5
1361-1	5,9	7,1	33,4	53,6	0,0	32,1
P-3636	11,1	7,4	20,0	61,5	0,0	11,1
P-01720 ⁶	11,0	8,2	16,0	64,8	0,0	9,4
361	10,6	6,6	14,7	68,1	0,0	6,9
1352-1	10,8	5,6	12,7	71,0	0,0	9,8
1160	11,5	4,6	6,8	77,1	0,0	5,1
48	11,9	5,4	9,6	73,2	0,0	9,2
C-1	13,3	3,4	8,6	74,7	0,0	11,7
596	14,8	1,1	1,9	82,2	2,0	0,0
1110	14,0	1,2	2,7	82,1	26,5	0,0
46	14,1	1,0	3,2	81,8	0,0	23,0
4640	14,1	0,9	2,0	83,0	0,0	11,7
2272	11,7	1,8	4,5	82,0	37,7	0,0
1252	13,1	0,6	2,5	83,9	41,5	0,0
M-1	13,3	0,7	2,7	83,4	28,4	0,0
K-838	8,7	6,6	23,5	61,1	0,0	25,2
682-2	13,2	4,8	22,6	59,3	0,0	12,8
165	10,8	5,0	20,0	64,3	0,0	10,5
2296-1	8,2	7,5	22,8	61,4	0,0	12,2
1923 ^A	12,7	3,9	8,3	75,1	0,0	7,6
683	14,1	4,7	11,5	69,7	0,0	8,4

r'	m'	n	φ	t	a:c	q
49,0	24,3	57,9	18,1	0,4	10,7	22,6
51,1	35,7	65,7	10,8	0,5	4,3	26,2
32,3	18,9	2,7	0,0	0,4	11,1	32,0
36,8	25,2	59,0	7,3	0,6	6,4	24,0
41,9	36,6	83,9	25,6	1,7	1,1	1,0
35,3	32,6	74,6	21,2	2,7	0,8	-11,6
47,2	41,7	70,0	19,0	2,4	1,5	-6,6
48,5	42,1	68,0	3,6	1,7	1,3	-0,6
42,5	50,6	75,3	17,8	0,7	1,6	8,4
42,6	47,5	73,9	16,8	1,1	1,9	14,9
58,7	36,2	57,8	7,4	0,9	2,5	26,5
50,0	40,8	67,1	1,4	0,8	2,2	17,1
50,6	37,7	65,3	21,0	1,1	3,9	19,4
75,2	22,7	55,2	11,5	0,1	13,3	33,8
57,8	15,7	57,6	15,8	0,1	11,5	35,0
63,5	13,4	51,9	38,3	0,2	14,8	34,5
67,2	21,1	50,3	6,1	0,3	15,9	36,7
40,6	21,7	47,0	0,1	0,002	6,5	38,8
48,8	9,7	47,7	19,7	0,0	22,5	41,1
52,0	19,4	54,0	15,3	0,1	18,2	39,5
33,0	41,7	87,4	7,9	1,7	1,3	-1,8
41,5	45,7	85,2	23,9	1,8	2,7	-12,7
38,4	51,1	60,5	15,8	1,0	2,2	2,1
35,2	52,7	87,9	5,4	1,5	1,1	-1,2
49,2	43,2	63,0	19,5	0,8	3,2	20,8
46,8	44,8	66,0	14,9	1,3	3,0	6,4

Продолжение табл. I

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n	φ	t	a:c	q
870	15,7	2,6	9,5	71,9	0,0	16,4	50,9	32,7	56,3	17,7	1,1	6,0	9,2
568	20,3	1,2	4,4	74,1	20,0	0,0	60,8	19,2	63,7	38,8	0,4	17,1	6,5
1466	14,8	0,5	1,3	83,3	1,7	0,0	68,2	30,1	58,3	36,4	0,1	31,9	36,5
1478	13,7	0,5	1,8	84,1	34,5	0,0	56,5	9,1	57,0	42,2	0,1	26,2	40,3
162	13,5	0,8	2,2	83,5	38,9	0,0	51,8	9,3	55,9	29,3	0,2	17,7	39,3

породы свиты слабо диагенезированы и этим хорошо отличаются от пород другого возраста. Разрез ее резко изменив и характеризуется незначительностью отдельных пачек по простиранию. Конгломераты и гравелисты наиболее распространены в центральной части района, где они слаталт мощные (более 250 м) пачки преимущественно в основании разреза. Породы отличаются плохой сортировкой обломочного материала, имеющего различную степень окатанности. Гравий, галька и валуны представлены гранитами, гранит-порфиритами, андезитами (сохожими с самаргинскими), дацитами, диабритами, алевролитами и песчаниками, в меньшей мере диоритами, гранодиоритами, кремнистыми породами, иногда таборитами. Песчаники полимиктовые, кварц-полевошпатовые, склассные от алевритистых до крупнозернистых преимущественно ассоциируют с конгломератами и гравелистами, слаталт как маломощные быстро выклинивающиеся линзы, так и прослеживающиеся на 3-4 км прослои мощностью до 30 м. Алевриты наиболее широко развиты лишь в среднем течении р. Тормасу, встречаются в различных частях разреза. Слаталт они прослои (20-45 м) либо пачки переслаивания с песчаниками при мощности слоев тех и других 50 см. Алевритистые аргиллиты и туффиты наблюдаются в виде маломощных линз среди алевролитов. Эффузивы широко распространены в среднем и нижнем течении р. Тормасу, на водоразделе Тормасу - Сооли, в бассейне р. Сооли и практически отсутствуют в верхнем течении р. Тормасу. Слаталт они довольно мощные (до 80 м) пласты, приуроченные в основном к верхним, реже средним частям разреза свиты и представлены преимущественно коричнево- или зеленовато-серыми афировыми и пофирными андезитами. Вкрапленники (0,6-4,5 мм) составляют 10-30% объема породы и состоят из андезита № 40-45 и пироксена, часто замещенных карбонатом, хлоритом, иногда эпидотом и анальцимом. Основная масса обладает гялопидитовой, интерсертальной, микролитовой или пилотакситовой структурами. Акцессорные минералы магнетит, ильменит и апатит. Часто наблюдаются миндалины (0,5-5 мм), сложенные халцедоном, карбонатами, хлоритом и анальцимом. Андезито-базальты и трахиандезиты петрографически практически неотличимы от андезитов и устанавливаются по результатам химического анализа (см. табл. I). Туфы андезитов отличаются пестрой окраской и состоят из переменного количества алевросаммитовых псефито-псаммитовых и псефитовых обломков, представленных андезитами, платиоклазами, вулканическим стеклом среднего состава, редко биотитом, хлоритом, мусковитом, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами и кварцем, сцементированными тонко-

пелловыми перекристаллизованными частицами. Углистые аргиллиты, слаталт маломощные (до 5 см) линзы среди песчаников, установленны лишь в горных выработках по левобережью р. Тухада.

Видимая мощность свиты более 600 м. В песчаниках на левобережье р. Тормасу вблизи устья р. Тонки собраны /27, 33/: Taxodites dubius (Stenb.) Neer, Metasequoia disticha (Neer) Miki., Trochodendroides cf. arctica (Neer) Wett и др., характерные для датского и палеогенового ярусов. М.М. Кошман, произволившая определение, учитывая отсутствие в этих сборах сережковичных растений Alnus, Betula, характерных для третичных флор, считает возраст вмещающих отложений датским.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

О о ц е н

К у з н е ц о в с к а я с в и т а (P_{2h}^{kz}) распространена на западе района в бассейнах рек Анхой, Карганга, Ута, Сооли и представлена андезитами, их туфами, андезито-базальтами. В целом свита имеет слабо наклонное (5-15°, на левобережье р. Анхой - до 30-40°) залегание, обусловленное изгибом лав на понижающуюся в сторону долины р. Анхой поверхность палеорельефа. Контакты же с подстилающими образованными в большинстве случаев осложненны разрывами или залеганы эопочевыми интрузиями.

Андезиты, составляющие основной объем свиты, по химическому составу в одних случаях (см. табл. I) близки к средним андезитами по Р.Дюли, в других - приближаются к трахиандезитами и представляют собой массивные, реже фидидельные породы, отличающиеся от андезитов верхнего мела зеленовато-серыми или красновато-коричневыми оттенками цвета и наличием вкрапленников пироксена. Туфы андезитов псаммитовые или псефито-псаммитовые с переменным количеством обломков андезитов, платиоклазов, пироксенов и стекла слаталт прослеживающиеся на несколько километров и имеющие мощность до 100 м залежи преимущественно в средней части свиты. Наиболее широко они распространены на левом берегу р. Анхой, в истоках рек Бурга и Ута. Андезито-базальты наблюдаются в виде мощных (до 50 м) горизонтов, непосредственно подстилающих залежи туфов, и непрочных линз, встречающихся преимущественно в низах разреза. Это темно-серые миндалекаменные породы с интерсертальной структурой. Промежутики между лейстами (0,1-0,5 мм) платиоклаза № 45-55 выполнены стеклом или

продуктами его деитрификации - хлоритом, эпидитом, карбонатом, лейкоксеном с рассеянной рудной пылью. Отмечается единичные зерна пироксена. Минералы представлены кальцитом, эпидитом, хлоритом или халцедоном. По химическому составу андезит-базальты отличаются пониженным содержанием натрия.

Максимальная мощность свиты 400-500 м. Эпоновый возраст ее определяется радиологическими данными (табл.2).

Олигоцен

Вирфелдская свита (P_{3b}^{virf}) подстилает базальты кизинской свиты на склонах водораздела рек Сооли, Ярки и Тормасу. Это монотонные отложения без выраженных прослоев. Галька (60-70% объема отложений) и редкие валуны размером до 40 см образованы практически всеми более древними породами, встречающимися в районе, и имеет хорошую окатанность. Суглинки и супесчаный заполнитель отличается характерным светло-желтовато-серым цветом. Мощность отложений не превышает 80 м. Возраст отложений принимается олигоценным (?) в связи с тем, что они залегают на пенепленизированной поверхности и перекрываются базальтами кизинской свиты.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

Кизинская свита (N_1^{kiz}) представлена породами базальтов, широко распространенными в западной части территории листа. На незначительной площади они сохранились также в бассейнах верхних течений рек Ануй и Лива. Поди. В междуречьях Сооли - Тормасу - Ула и Ануй - Манюма покровы, занимают в целом наиболее высокие гипсометрические уровни, залегают субгоризонтально или слабо наклонены (до 5°) на северо-запад. В бассейнах рек Моади и Картанга, изливаясь в условиях расчлененного рельефа, базальты наблюдаются на бортах долины водотоков.

Базальты представляют собой темно-серые массивные или пористые (в кровле потоков) породы с микропорфировой интерсертальной структурой, состоящие из андезит-лабрадора (50-55%), оливины (5-20%), моноклинового, редко ромбического пироксена (20-30%), частично замещенного по трещинам идицитом и гидроксислами железа, деитрифицированного хлоритизированного стекла (до 5-10%),

Таблица 2

Результаты определения радиологического возраста пород

Номер пробы		Место взятия пробы	Геологический возраст	Порода	Возраст, млн. лет	K, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-9} г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$
на карте	исходный							
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	396	Истоки р. Моади	K_2^{sm}	Андезит	74	2,01	10,15	0,00415
2	2370	р. Сооли	P_2^{kz}	То же	57	1,96	7,65	0,0032
3	391	р. Бира	P_2^{kz}	"	55	2,60	9,86	0,0031
4	2944	р. Ануй	P_2^{kz}	"	43	2,34	6,95	0,00243
5	683	р. Ануй	P_2^{kz}	Туф андезита	34	1,82	4,2	0,0018
6	P-643I	р. Поди	N_1^{kz}	Базальт	28	2,50	4,84	0,00159
7	406	р. Ануй	N_1^{kz}	То же	18	1,34	1,84	0,001
8	2919	р. Тормасу	N_1^{kz}	"	17	1,00	1,17	0,00096
9	2395	р. Сооли	N_1^{kz}	"	13	1,93	1,64	0,0007
10	1580-I	Верховье р. Тормасу	N_1^{kz}	"	12	1,82	1,4	0,00065
11	2377	р. Яро	β^{st}_3	Диабаз	188	1,47	19,7	0,011
12	1509	Верховье р. Тормасу	$\alpha\beta K_1$	Базальт	121	0,56	4,7	0,00695
13	2979	р. Сооли	$\alpha\beta K_1$	Андезит	119	1,11	9,15	0,00677

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
14	1077-2	Верховье р.Яро	νK_1	Габбро	138	1,57	15,4	0,008
15	P-47	р.Томчи	νK_1	То же	136	0,72	6,83	0,0078
16	1302	р.Яро	νK_1	"	129	0,94	8,58	0,00745
17	C-2	р.Томчи	νK_1	"	123	0,60	5,15	0,00705
18	1067	р.Кадади	$\tau_1 K_1$	Гранит	112	3,63	28,3	0,0064
19	1779	р.Талюке	$\tau_1 K_1$	То же	103	2,32	16,7	0,0059
20	190	Богбасинский массив	$\tau_2 K_1$	"	98	3,19	22,12	0,00568
21	P-3434	Тардоки-Янинский массив	$\tau_2 K_1$	"	96	2,57	17,2	0,0055
22	1352-1	р.Тухала	$\delta \pi K_2$	Диоритовый порфирит	81	1,93	10,8	0,0046
23	361	Тухалинский массив	$\delta \pi K_2$	То же	70	1,93	9,45	0,00401
24	1810	Тухалинский массив	$\tau \delta K_2$	Гранодиорит	83	2,12	12,18	0,00472
25	48	Верховье р.Анью	$\tau \delta K_2$	То же	78	Св.нет	Св.нет	Св.нет
26	1160	Быстринский массив	$\tau \delta K_2$	"	74	2,49	12,72	0,00418
27	1998	Верховье р.Томчи	$\tau \delta K_2$	"	70	4,50	21,78	0,00397
28	596	р.Ингула	$\tau_1 P_1$	Гранит	81	4,15	23,2	0,0046
29	1110	Быстринский массив	$\tau_1 P_1$	То же	77	3,46	18,7	0,0044

Продолжение табл.2

I	2	3	4	5	6	7	8	9
30	46	Верховье р.Анью	$\tau_1 P_1$	Гранит	72	Св.нет	Св.нет	Св.нет
31	2272	Верховье р.Сооли	$\tau_1 P_1$	То же	70	3,93	19,2	0,004
32	4640	Верховье р.Анью	$\tau_1 P_1$	"	68,5	Св.нет	Св.нет	Св.нет
33	2428	Богбасинский массив	$\tau_1 P_1$	"	67	2,95	13,7	0,0038
34	1252	Быстринский массив	$\tau_2 P_1$	"	72	3,68	18,4	0,0041
35	И-1	р.Сооли	$\tau_2 P_1$	"	63	3,50	15,2	0,00355
36	P-3638	р.Поди	$\tau \pi P_1$	Гранит-порфир	78	4,35	23,2	0,0044
37	2325	Быстринский массив	$\delta \pi P_1$	Диоритовый порфирит	83	1,10	6,4	0,00475
38	K-838	р.Анью	βP_2	Базальт	62	0,86	6,5	0,00347
39	682-2	р.Анью	$\tau \beta P_2$	Трахибазальт	56	1,26	5,0	0,00324
40	165	р.Тормасу	$\nu \delta \pi P_2$	Габбро-диоритовый порфирит	40	2,09	5,82	0,00227
41	1923 ^a	Тухалинский массив	$q \delta P_2$	Гранодиорит	60	2,83	11,75	0,0034
42	683	р.Сооли	$q \delta \pi P_2$	Кварцевый диоритовый порфирит	58	2,71	14,7	0,00445
43	2296-1	р.Анью	$q \delta P_2$	Кварцевый диорит	51	0,63	2,25	0,0029

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
44	870	р.Тормасу	$q\epsilon P_2$	Кварцевый сиенит	39	2,41	6,5	0,00221
45	3453	Истоки р.Бира	λP_2	Липарит	60	3,15	13,1	0,00342
46	568	р.Тормасу	λP_2	Трахилипарит	39	3,26	8,52	0,0021
47	1466	р.Тормасу	$\tau-\tau\pi P_2$	Гранит	65	3,46	16,45	0,0039
48	1478	р.Тормасу	$\tau-\tau\pi P_2$	То же	60	3,22	13,00	0,0038
49	3199	р.Тормасу	$\tau-\tau\pi P_2$	"	55	3,86	14,4	0,00306
50	162	р.Тормасу	τP_2	"	53	3,53	9,83	0,00229

магнетита (до 2-3%) и единичных зерен апатита. Поры в базальтах частично заложены анальдимом или хальцедоновидным кварцем.

Мощность базальтовых покровов изменяется от 80 до 200 м. Радиологический возраст 12-28 млн.лет (см.табл.2), а также (в отличие от сходных по составу базальтов совгаванской свиты) повышенная щелочность пород (см.табл.1) и наличие минеральных выделений пор уверенно указывают на принадлежность их к кизинской свите миоценового возраста.

П л и о ц е н

П р и а м у р с к а я с в и т а (N_2^{41}), представленная глинами, галечниками с валунами, песками, суглинками, травяниками, установленная в междуречье Анди - Манова на крайнем северо-западе листа. Обобщенный полойный разрез свиты, изученный скважиной в 2,5 км к северу от пос.Верх.Манова /37/, выглядит следующим образом (сверху вниз):

1. Гравийники с песком 0,7 м
2. Галечники с линзами песчано-глинистого материала 2,7 "
3. Галечники с суглинком 1,6 "
4. Галечники с валунами 1,7 "
5. Галечники мелко- и крупногалечные 4,0 "
6. Глины с примесью песка, гальки и редких валунов 14,2 "

7. Глины 10,8 "

8. Суглинки с редкой галькой 1,6 "

9. Галечники с валунами 0,5 "

Далее переобурены базальты кизинской свиты. Обломочный материал хорошо, реже плохо окатан и состоит из разнообразных пород, встречающихся в районе, в том числе и базальтов кизинской свиты. Глины представлены каолинитом с примесью гидрослюда и реке - монтмориллонитом. Пески полимиктовые и грувакковые.

Мощность свиты в пределах территории листа 40-50 м. Плиоценовый возраст отложений определяет содержащийся в них спорово-пыльцевой комплекс /37/: *Betulaeae*, *Saxifraga*, *Saxifraga*, *Cerulius*, *Pilea*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Ranunculaceae*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Umbra*, *Picea*, *Pinus*.

Среднее звено (θ_{IT})

Верхнее звено (Q_{III})

Ледниковые отложения — глыбы гранитов, несущие следы ледниковой обработки, щебни и супеси — распространены ограниченно в пределах высокогорного массива Тарпоки-Яни. Слагают они донную морену и многочисленные конечные и боковые моренные валы. Мощностью отложений, судя по высоте моренных холмов и величине вреза русел, превышает 10–15 м. Свежесть ледниковых форм позволяет всем исследователям говорить о позднечетвертичном возрасте горно-долинного оледенения на Северном Сихотэ-Алине. Вместе с тем Г.С. Ганшин /5/, Л.Н. Серебряков /52/ и другие геологи допускают наличие здесь и более древних, среднечетвертичных морен.

Современное звено (Q_{IV})

Четвертичные рыхлые образования представлены также элювиальными, делювиальными и эдвийально-делювиальными шебнисто-глибовыми отложениями с суплинковыми заполнителями, почти сплошным чехлом покрывающими склоны и водоразделы. Мощность их изменяется от 0,2-0,5 м - на водоразделах до 3-4 м, иногда более метров - в основании склонов. В устьях ложбин широко развиты конусы выноса, сложенные шебнисто-глибово-суплинковыми материалами. Их мощность достигает 10 м.

РАНЕЕЛАДНОЗОЙСКЕ ИНТРУЗИИ

47

точном направлении небольшую ($1,5 \text{ км}^2$) интрузию на левом берегу долины р. Анди у восточной границы площади листа. Интрузия окймлена полосчатыми мигматитами, которые постепенно сменяются слданными сланцами верхнего протерозоя или нижнего палеозоя.

Породы имеют мелко- или среднезернистую структуру. Им свойственна отчетливо выраженная протоматматическая гнейсовидность, сочетающаяся с интенсивным катаклазом, миконитизацией и бластезом. Граниты состоят из кварца (30%), кислого плагиоклаза (50-55%), мусковитизированного и хлоритизированного биотита (1-10%) и незначительного количества калиевого полевого шпата (3-5%), то есть соответствуют по составу плагиогранитам. В гранодиоритах содержание калиевого полевого шпата (10-15%) и биотита (10-15%) заметно выше. Из акцессорных минералов отмечен лишь апатит.

Граниты и гранодиориты резко отличаются от меловых и палеогеновых гранитоидов Северного Сихота-Алиня по преобладанию натрия над калием /39/. В обнажении по р. Анди, близ устья р. Тобили, установлено /39/, что они прорваны массивными среднезернистыми гранитами раннемелового возраста. Радиологические данные для гнейсовидных гранитов (443 млн. лет) и гранодиоритов (488 млн. лет) свидетельствуют об их раннепалеозойском возрасте /39/.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические дайки базальта (δ^1T_3), дайки диабазов (δ^1T_3) локализируются среди верхнетриасовых отложений вблизи центров подводного вулканизма.

Трещинная интрузия с дайкообразными алофизами протигивается с переывом почти на 40 км от водораздела рек Ячи и Точи в долину р. Мани, имен тектонический северо-западный контакт и эруптивный юго-восточный. Оба контакта наклонены на юго-восток под углами 55-70°. На глубине, по данным магнитометрических работ /23, 28, 33/, они близки к вертикальным либо круто погружаются к осевой части интрузии (бассейн р. Яро) или на юго-восток (бассейн рек Точи и Мани). Сильнообразная интрузия в верховьях правых притоков р. Яро, по геофизическим данным /23, 49/, полого погружается в юго-западном и северо-восточном направлениях и имеет мощность около 2,5 км. Шток диабазов площадью около $0,2 \text{ км}^2$ установлен в междуречье Сичу - Яро. Кроме того, субвулканические диабазы выделены на правом берегу р. Анди против

устья р. Мани и фиксируется по данным аэромагнитной съемки /23/ под стратифицированными образованиями в верховьях р. Мани к северо-западу и юго-востоку от трещинной интрузии. Дайки диабазов контролируют зоны разломов северо-восточного направления в бассейнах рек Ячи, Точи, Яро. Наиболее крупные из них имеют мощность около 200 м и протяженность 1-1,5 км.

Диабазы представляют собой зеленовато-серые мелкозернистые - в центральных и скрытокристаллические, практически неотгичимые от стратифицированных разностей - в эндоконтактных зонах породы диабазовой структуры, состоящие из альбитизированного и серипитизированного плагиоклаза (35-40%), моноклиного пироксена (45-50%), магнетита (5-10%), вторичных хлорита и эпидота (0-15%) и редких кристаллов апатита. Характерно появление к кровле интрузий диабазов с миндалекаменными текстурами и порфировыми структурами. Миндалины представлены кальцитом и хлоритом. В эндоконтактных частях иногда наблюдаются эруптивные брекчи, состоящие из обломков диабазов псефитовой и крупнопсаммитовой размерности, сцементированных магматическим материалом того же состава. По химическому составу (см. табл. 1) породы близки к спилитам.

Тесная ассоциация диабазов с проявлением поздне триасового геосинклинального вулканизма, а также радиологические данные - 188 млн. лет (см. табл. 2) позволяют рассматривать их в качестве субвулканических тел поздне триасового возраста.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические андезитово-базальты и базальты ($\alpha\beta K_1$), андезиты (αK_1), дайки базальтов (αK_1), андезитов (βK_1) размещаются преимущественно в зоне Центрального Сихота-Алиньского шва, образуя протяженные, вытянутые в северо-восточном и субмеридиальном направлениях крутопадающие (по данным аэромагнитных съемок) трещинные тела. Кроме того, интрузия базальтов протяженностью 3 км при ширине до 250 м и несколько даек обнажается в зонах северо-восточных разломов в верховьях рек Хор и Люди. Контактные воздействия интрузий выражаются в слабom ороговиковании и окварцевании вмещающих отложений.

Андезитово-базальтами, переходящими в базальты, сложены интрузии в верхнем течении р. Тормасу и на правобережье р. Сооли. Это темно-серые, зеленовато-серые породы с гиллопигитовой или

интерсервальной структурами основной массы и вмещающимися (20-25%) плагиоклаза № 55-60, моноклинового и ромбического пироксенов, редко оливина размером 0,3-3 мм. Базальты отличаются повышенным содержанием пироксена и наличием мипалтин, представляющих хлоритом и кремнеземом. Андезиты слатятся в основном интрузии и дайки на левобережье р. Сооли. Порфировые выделения в них представлены андезитом № 30-45 и опалитизированной уральитовой роговой обманкой. Основная масса микролитовая. Порода насыщена мелкой сырью магнетита и довольно интенсивно изменены вторичными процессами, проявленными в ассоциативности и серицизации плагиоклазов, замещении пироксенов уральитовой роговой обманкой, а вулканического стекла - хлоритом.

Субвулканические интрузии андезито-базальтов и андезитов ассоциируются с проявлением теосинклинали вулканизма среднего состава в беррис-валанджское время, метаморфизуются позднемеловыми гранодиоритами и имеют радиологический возраст 119-121 млн. лет (см. табл. 2). На основании этих данных их возраст принимается раннемеловым.

Дайки пироксенитов и перидотитов ($оН_1$) представляют в районе первую фазу раннемеловых интрузий, выделяемых на Северном Сихоте-Алине под названием хунтарийской интрузивной серии /11/. Наиболее крупная дайка пироксенитов установлена среди верхнепермских (?) отложений на правом борту долины р. Тормасу. Она четко фиксируется аномальными значениями магнитного поля при наземной магнитометрии /28/ как крутопадающее тело мощностью 150-200 м, протягивающееся в северо-восточном направлении более чем на 2 км. В других местах (водораздел Мани - Джокети, правобережье р. Кадаци) дайки пироксенитов имеют протяженность не более 1 км при мощности до нескольких десятков метров. Пироксениты представляют собой крупнокристаллические породы, состоящие исключительно из моноклинного пироксена, частично замещенного амфиболом.

Перидотиты слатятся единственную дайку в верхнем течении р. Сичу среди субвулканических диабазов позднего триаса. Она прослежена в северо-восточном направлении на 1 км и имеет мощность не более 200 м, круто падая на юго-восток. Перидотиты хорошо сопоставляются с амфиболовыми перидотитами по р. Дали и состоят из оливина (65%), моноклинового пироксена (10-15%), базальтической роговой обманки (10-15%), магнетита (10%), представляющей собой мелко- и среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой структурой (см. табл. 1).

Габбро мелко- и среднезернистые ($оН_1$), дайки габбро ($оН_1$) отнесены ко второй фазе хунтарийской интрузивной серии. Большинство интрузий представляют собой типично трещинные тела площадью от 0,2 до 5 км², приуроченные к зонам разрывов, оперирующих Центральным Сихоте-Алиньским шов. Групируются они совместно с дайками преимущественно в виде цепочек северо-восточного направления, протягивающихся от р. Сооли в бассейне р. Лев. Талке и имеют крутые (50-70°) северо-западные, редко юго-восточные падения контактов. Ороговивание вмещающих отложений отмечается на расстоянии 25-40 м от контактов интрузий и в большинстве случаев маскируется интенсивно проявленным катаклизмом. В свою очередь габбро прорывается гранитами последующей фазы. Наиболее мощные (100-200 м) и протяженные (1-1,5 км) дайки закартированы среди субвулканических диабазов позднего триаса. Большинство же даек имеет мощность от первых до нескольких десятков метров и протяженность в первые сотни метров.

Среди габбро различаются пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые разновидности. Это темно-серые или зеленовато-серые мелкозернистые, иногда до среднезернистых породы с габброидной структурой. Пироксеновые габбро состоят из плагиоклаза (45-50%), авгита (45-50%), ильменита (5-7%) и апатита (до 1-3%). В пироксен-амфиболовых габбро наружу с пироксеном (10-15%) наблюдается первично-магматическая роговая обманка (30%). В амфиболовых габбро темнопетный минерал представлен исключительно роговой обманкой, содержание которой колеблется от 10 до 85%. Габбро обычно в различной степени катаклизированы, при этом в них нередко выявляются метасоматический кварц; пироксен частично замещается амфиболом совместно с хлоритом, по плагиоклазу развивается серпент, сосерит и карбонаты. В габбро, находящихся в зоне контактового воздействия палеогеновых интрузий, наблюдаются перекарстилизация темнопетных минералов. Химические анализы габбро показывают значительные колебания в составе, что связано с неравномерным распределением породообразующих минералов и интенсивно проявленным катаклизмом (см. табл. 1). В целом же в петрохимическом отношении они близки к среднему составу габбро хунтарийской серии /44/.

Граниты, гранодиориты биотитовые средне- и крупнозернистые ($гН_1$), дайки гранитов среднезернистые ($гН_1$) отнесены к третьей фазе хунтарийской серии. Они

сложены Тарпоки-Янинский массив, штоки площадью от 0,4 до 9,0 км² в междуречье Хор - Кадди и на правобережье р.Таллике и цепочки трещинных интрузий, прослеживающихся совместно с таборо предшествующей фазы вдоль зон разломов северо-восточного направления. Тарпоки-Янинский массив, большей своей частью размытый за пределами площади листа, представляет собой батолитообразную интрузию. Его контакты полого (20-40°) погружаются в сторону вмещающих отложений, которые ороговикованы на расстоянии до 2 км от контактов. Общее куполообразное строение массива подчеркивается концентрической ориентировкой трещин отдельности и конфигурацией пророченной к нему отрицательной аномалии силы тяжести /17/. Штоки, судя по положению границ в рельефе и ореолам контактового метаморфизма, имеют более крупные падения контактов. Контакты трещинных интрузий в большинстве случаев тектонические. В связи с широко распространенным протокатаклизом в самих гранитах, катаклизом и расчленением вмещающих отложений ороговикованные породы плохо картируются. Тем не менее, в верховье р.Яро они отмечаются на расстоянии 200-250 м от контактов трещинных интрузий. Изученные в горных выработках контакты этих интрузий круто (70-85°) падают на северо-запад. Дайки среднезернистых гранитов имеют мощность от 1 до 50 м, длину 500-800 м и группируются преимущественно вблизи трещинных интрузий.

Сложены интрузии преимущественно среднезернистыми, реже крупнозернистыми или порфирированными биотитовыми гранитами, которые участками сменяются гранодиоритами. В Тарпоки-Янинском массиве характерно повсеместное присутствие ксенолитов роговиков, кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов и молочно-белого кварца. В трещинных интрузиях на контактах с таборо отмечаются ксенолиты последних. Граниты и гранодиориты имеют качественно идентичный минеральный состав и типичноморфнозернистую структуру. Состоят они из плагиоклаза № 28-32 (30-40%), калиевого полевого шпата (20-30%) с пертитовыми вростками, кварца (20-35%) и красно-бурого биотита (5-25%). Акцессорные минералы - циркон, апатит, монацит, ильменит, иногда ортит, турмалин. Характерно присутствие граната и кордиерита. От других гранитов района породы резко отличаются перенасыщенностью глиноземом (см.табл.1).

Граниты двуслудные мелкозернистые (гК₁), дайки гранитов мелкозернистых (гК₁) представляют заключительную фазу ран-

немелового интрузивного цикла. Мелкозернистыми гранитами сложена большая часть крупного многофазного Богбасинского массива в междуречье Анди - Мани и ряд мелких интрузий и даек среди поля ороговикованных пород в восточной экзоконтактовой части этого массива. Выделены они также в составе интрузии среднезернистых гранитов на правобережье р.Таллике и слывают дайку в пределах Тарпоки-Янинского массива. Мощность даек 10-20 м, протяженность - до 1-1,5 км. В Богбасинском массиве двуслудные граниты имеют матрацевидную отдельность. Штоковые трещины отдельности (через 0,2-0,5 м) залегают горизонтально или полого (3-10°) наклонены на восток.

Граниты двуслудные мелкозернистые представляют собой массивные серые меланократовые породы с типичноморфнозернистой структурой, часто с элементами пойкилитовой и мондиитовой. Состоят они из зонального плагиоклаза (30-40%), калиевого полевого шпата (25-30%), кварца (25-35%), биотита характерного ортенно-рыжего цвета (7-10%) и мусковита (2-4%). Характерным акцессорным минералом является кордиерит, отмечаются также циркон, апатит, ильменит. Наблюдается тенденция к увеличению содержания (до 5%) кордиерита вблизи контактов гранитов с осадочными породами. Другая особенность гранитов - присутствие ксенолитов биотит-кварц-полевошпатовых роговиков, кварцитов, гранат-биотитовых и роговообманковых сланцев, молочно-белого и серого кварца. Как и среднезернистые граниты предшествующей фазы, мелкозернистые граниты отличаются повышенным содержанием глинозема (см.табл.1), хорошо сопоставляются с гранитами хунгарийской серии /11/.

Принадлежность описанных интрузий и даек, представленных типеробазитами, таборо и гранитами, к хунгарийской интрузивной серии, раннемеловой (готеривский) возраст которой убедительно доказан в других районах Сихота-Алиня /9, 11, 44/, устанавливается не только по характерному составу, но и радиологическими определениями возраста пород: 138, 136, 129, 123 млн.лет - для таборо, 112, 103 млн.лет - для среднезернистых и 98, 96 млн.лет - мелкозернистых гранитов (см.табл.2).

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Таборо мелкозернистые (гК₂), дайки и таборо (гК₂) относятся к ранней фазе сенон - палеоценового интрузивного цикла. Интрузии таборо выделяются в со-

стае двух небольших (2 и 4 км²) массивов на левобережье р. Поди и в бассейне р. Тухала, где закартированы и дайки таборо протяженностью 400-800 м и мощностью в первые метры. В обоих массивах таборо интродуцированы диоритами или диоритовыми порфиритами последующей фазы. В отличие от раннемагматических интрузий, позднемагматические таборо являются магматическими породами. По данным наземной магнитометрии /28/, интрузия в бассейне р. Тухала имеет крутопадающие юго-восточный и северо-западный и более полого погружающийся под вмещающие отложения южный контакты. Интрузия на левобережье р. Поди располагается в пределах широкой (до 4 км), вытянутой в северо-восточном направлении на 13 км аномально-магнитной аномальной зоны, фиксирующей, очевидно, эту интрузию на глубине. Ореолы контактового метаморфизма вокруг массивов имеют ширину около 1 км.

Таборо характеризуются неравномерным "пустотным" распределением породообразующих минералов, что отразилось на результатах химических анализов пород, в одних случаях близких к среднему таборо баггинского комплекса, в других - к оливиновому таборо по Р. Дали (см. табл. I). Составляют они из плагиоклаза-лабрадора (30-50%), пироксена-авгита (45%), частично замещенного хлоритом и эпидитом, или роговой обманки (50-70%), а также магнетита (4-7%) и апатита (1-5%).

Субвулканические автобрекчии андезитов (аН₂), дайки андезитов (аН₂) представлены породами, аналогичными по петрографическому составу эффузивам самаргинской свиты, с которыми они пространственно тесно ассоциируются. Автобрекчии андезитов слатят жерловины (от 0,02 до 0,1 км²) на левобережье р. Тормасу и водораздела Тормасу - Джокени, а также трещинное тело (300 м x 1,4 км) на правом борту р. Мени. Это породы, состоящие из угловатых и слабооплавленных обломков (40-50%) андезитов размером 0,5-5 см, сцементированных лавой того же состава. Дайки андезитов установлены на водоразделе Анди - Тормасу и в бассейне р. Джокени. Они имеют северо-восточное направление, мощность от первых метров до 50 м и протяженность 400-600 м.

Диориты, кварцевые диориты (дН₂), диоритовые порфириты (дН₂), дайки диоритовых порфиритов (дН₂), спессаритов и керсантитов (хН₂) распространены как в виде довольно крупных массивов, так и мелких широкообразных и трещинных тел. Наиболее крупная (около 30 км²) инт-

рузия, сложенная диоритовыми порфиритами, закартирована в междуречье Тормасу - Анди в составе многофазного Тухалинского массива. Южный контакт интрузии круто (75°) падает на юго-восток. В северной части массива кровля интрузии полого (10-15°) погружается в северо-западном направлении, приурочиваясь к подшове покрова самаргинской свиты. В результате межпластового внедрения доплотилообразных инъекций диоритовых порфиритов в андезиты свиты на правобережье р. Мэди образовалась своеобразная кольцевая структура. Ряд мелких (площадь до 8 км²) трещинных интрузий и штоков диоритовых порфиритов установлен по левобережью р. Тормасу, в бассейнах рек Тухала и Джокени. В виде ксенолитов в палеоэриновых гранитах оротовикованные диоритовые порфириты сохранились в составе Вьстринского массива.

Диориты и кварцевые диориты слатят небольшие широкообразные интрузии (площадь 0,3-0,8 км² каждая) в верховьях рек Со-оли, Томчи и на левобережье р. Поди.

Прорывая таборо предшествующей фазы, диоритовые порфириты в эндоконтакте имеют зону закалки шириной 1-1,5 см. Таборо же в экзоконтакте осветлены, эпидотизированы и сульфидизированы. Аналогичные изменения таборо наблюдаются и на контакте с диоритами. Кроме того, диоритовые порфириты содержат ксенолиты самаргинских андезитов. В свою очередь диоритовые порфириты и диориты интродуцированы гранодиоритами последующей фазы.

Дайки диоритовых порфиритов располагаются преимущественно вблизи интрузий, приурочиваясь в основном к зонам крупных разломов северо-восточного направления. Спессариты слатят дайки на правом борту р. Яро и в верховьях р. Поди, а дайки керсантитов выделены в бассейне р. Сиктай. Мощность двукратно изменяется от 2-10 до 150 м, длина - от 200 м до 1 км.

Диориты представляют собой темно-серые среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой или призматическозернистой структурой. Составляют они из зонального плагиоклаза № 40-45 (35%), темнопятнистых минералов (30-35%), представленных чаще всего роговой обманкой и биотитом, реже пироксеном и биотитом, калиево-рогатового шпата (5-10%) и кварца (5-7%). В кварцевых диоритах содержание кварца достигает 10-15%. Из акцессорных минералов встречаются апатит, циркон, ильменит, иногда монацит. Диоритовые порфириты, по минеральному составу не отличающиеся от диоритов, имеют мелкозернистую основную массу и 10-15% вкрапленников размером до 3-4 мм. Спессариты и керсантиты - это мелкокристаллические породы призматическозернистой структуры, в которых от-

существует калиевый полевой шпат, а темнопетельные минералы составляют 35-50%. В спессартитах они представлены исключительно розовой обманкой, а в керсантитах - биотитом и редко пироксеном. По результатам химического анализа (см. табл. I), диориты и диоритовые порфириды хорошо сопоставляются со средним диоритом баппинского комплекса /44/.

Гранодиориты, редко граниты (75H_2), дайки гранодиоритов (75H_2), гранодиорит-порфиды (75H_2) слагают большую часть (40 км²) Тухалинского массива, Тормасинский массив (13 км²), три небольших интрузии (2-3 км² каждая) в верховьях рек Томчи, Сооли и Анди, а также входят в состав Быстринского и Богдасинского массивов. В Тухалинском массиве контакт интрузии гранодиоритов с осадочными отложениями, судя по широкому (до 1 км) ореолу роговиков и данным наземной магнитометрии, довольно полного погружения в сторону вмещающих отложений. Результаты магнитометрии позволяют также судить о положении погружения кровли интрузии в верховьях р. Бира на север. Контакт гранодиоритов с диоритовыми порфиридами, вскрытый канавами, круто падает на северо-запад. Тормасинский массив отчетливо фиксируется по аномальным значениям магнитного поля и имеет крутопадающий восточный и более пологий западный контакты, погружающиеся на северо-запад. В составе Быстринского массива (в его южной части) гранодиориты слагают дугообразной формы тело шириной 0,3-1,2 км, протягивающееся в субширотном направлении на 8 км и подчеркивающее кольцевое строение этого массива. Судя по положению границ в рельефе, тело имеет крутопадающие контакты с вмещающими отложениями и прорывающими его палеоценовыми гранитами. В Богдасинском массиве гранодиориты отмечены лишь в виде двух небольших фрагментов тел на границе раннемеловых и палеоценовых гранитов. Остальные интрузии имеют изометричную или удлиненную в субмеридиональном направлении форму и представляют собой шток с крутыми периклинальными падениями контактов.

В осадочных породах гранодиориты образуют широкие (до 1-2 км) зоны роговиков, а прорывая андезиты самаргинской свиты, ороговиковывают их на ширину до 50-100 м. Диоритовые порфириды и диориты на контакте биотитизированы и включают интрузии гранодиоритов.

Дайки гранодиоритов и гранодиорит-порфидов входят в состав или располагаются вблизи интрузивных массивов. Мощность их варьирует от первых метров до 100 м, протяженность изменяется от

200 до 700 м.

Гранодиориты Тухалинского массива, в зависимости от соотношения темнопетельных минералов, представлены роговообманково-биотитовыми или биотит-роговообманковыми среднечернистыми разновидностями. К периферии массива они приобретают порфировидный облик, а непосредственно в эндоконтактной зоне иногда переходят в гранодиорит-порфиды. Гранодиориты других массивов представлены однокристалльными среднечернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, а в строении массивов в верховьях рек Томчи, Сооли участвуют, кроме того, и роговообманково-биотитовые граниты, выходящие фациальной разнообразностью гранодиоритов. Гранодиориты имеют типичноморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза № 20-40 (50-55%), калиевого полевого шпата (5-20%), кварца (15-20%), буро-коричневого биотита (6-12%), бледно-зеленой розовой обманки (5-10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, сфеном, магнетитом, ильменитом. Граниты отличаются большим содержанием кварца (25-30%), калиевого полевого шпата (30-40%) и меньшим - плагиоклаза (20-25%) и темнопетельных минералов (до 10%). В гранодиорит-порфирах, при ицелитичном составе с гранодиоритами, выкристаллики размером 1-7 мм составляют 10-20% (иногда до 45%), а основная масса образуется микропримесисто-кварцевой, микрографической или сферолитовой структурой. По результатам химического анализа гранодиориты близки к среднему гранодиориту баппинского комплекса, отличаются иногда повышенным содержанием щелочей и кремнезема (см. табл. I).

Позднемеловой возраст описанных интрузивных образований, сформировавшихся в томодромной последователности от таборо до гранодиоритов, устанавливается не только по сходству с породами баппинского интрузивного комплекса /44/, но и доказываются радиогеохимическими определениями возраста: 70 и 81 млн. лет для диоритовых порфидов, 70, 74, 78, 83 млн. лет - для гранодиоритов. Позднемеловой возраст подтверждается также и генетической связью автобрекций андезитов и диоритовых порфидов с покровными андезитами самаргинской свиты. По возрасту и петрохимическим особенностям пород описанный комплекс близок также к бачелазской и мю-чанской интрузивным сериям Сихота-Алиня и прилежащих районов /10/.

ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Граничные биотитовые порфиры и другие среднернстые ($\gamma_1\Gamma_1$) слоятся основную часть Быстринского массива (140 км^2), целый ряд интрузий площадью от $0,5$ до 12 км^2 в бассейне среднего и верхнего течения р. Анды и в междуречье Сооли - Кадади, а также входят в состав Богбасинского массива.

Быстринский массив в плане имеет округлую форму. С запада он срезан Центральным Сихотэ-Алинским разломом, частично приурочиваясь к которому граниты образуют протяженные апофизы, выходящие на поверхность в виде цепочки небольших изолированных тел. Кровля массива неровная и полого погружается от его центра к периферии в сторону вмещающих отложений, имея более пологие ($10-15^\circ$) южные контакты. В магнитном и гравитационном полях массив не выделяется. Отмечается лишь незначительное понижение напряженности магнитного поля над его центральной частью. Таким образом, можно предположить, что среднезернистые граниты формируют слабо эродированный лакколит.

В Богбасинском массиве граниты слетают его краевые части, образуя вытянутое в субмеридиональном направлении тела с крутопадающими контактами.

Три соприкасающиеся интрузии на левобережье среднего течения р. Анды располагаются в пределах единого широкого ореола контактово-метаморфизованных пород, имеют пологие ($5-20^\circ$) периклинальные падения контактов и, судя по всему, образуют на глубине единый массив площадью до 70 км^2 .

Серия интрузий междуречья Сооли - Кадади выходит на поверхность в пониженных частях рельефа и имеет пологопадающие в сторону вмещающих отложений контакты. По данным гравиметрии /49/, на глубине эти интрузии сливаются в единый массив шириной до 10 км , протягивающийся на 40 км в северо-восточном направлении от р. Сиктай до истоков р. Сооли. Наличие такого массива на глубине подтверждает и широкое развитие здесь в разрезах водотоков ороговинчатых пород.

В верхнем течении р. Анды интрузии гранитов представляют собой штокообразное тело с крутыми ($50-60^\circ$) северными и более пологими (до 40°) западными и юго-западными контактами.

Прорывая осадочные породы, граниты метаморфизуют их на ширину до 2 км . Анцезиты самаргинской свиты на контакте превращены в биотит-кварц-платиноклазовые роговики, а гранодиориты позди-

нето мела содержат ветвящиеся прожилки гранитов. В свою очередь граниты сами прорваны мелкозернистыми гранитами последующей фазы.

Сложены интрузии однообразными по составу биотитовыми гранитами, имеющими более отчетливо выраженную порфировую гранитовую структуру в кровле массивов, переходя иногда в узкой эндоконтактовой зоне в типичные гранит-порфиры. Составляют они из олигоклаза ($20-35\%$), микропертитового калиевого полевого шпата ($40-45\%$), кварца ($30-40\%$), темно-коричневого биотита ($1-3\%$, редко до 7%) и изредка единичных кристаллов роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, редко фергусонитом, ксенотимом, торитом, касситеритом, характерными только для палеоценовых гранитов.

Граничные биотитовые мелкозернистые ($\gamma_2\Gamma_1$), гранит-порфиры ($\gamma_1\Gamma_1$), дайки гранитов ($\gamma_1\Gamma_1$), гранит-порфиры ($\gamma_1\Gamma_1$) представляют вторую фазу палеоценовых интрузий. Наиболее распространены они в пределах Быстринского массива, реже картируются в бассейне р. Сооли, на левобережье р. Лормасу и в верховьях р. Мал. Поди. Интрузии представляют собой изометричные или удлиненные в плане штокообразные тела площадью от $0,02$ до 3 км^2 . Дайки имеют мощность до 2 м , протяженность же их меняется от 100 м до $1,8 \text{ км}$. В пределах и вблизи Быстринского массива дайки приурочены к дугообразным разрывам, подчеркивая совместно с интрузиями мелкозернистых гранитов его кольцевое строение. В других частях района они контролируются разрывами преимущественно северо-восточного направления.

По минеральному составу породы полностью идентичны среднезернистым гранитам предшествующей фазы, на контакте с которыми мелкозернистые граниты имеют зоны заделки шириной около 1 см , отличающиеся мелкозернистым сложением. В гранит-порфирах выделенники ($10-30\%$) имеют размер $0,8-3 \text{ мм}$, основная масса мелкозернистая или сферолитовая.

Дайки микродиоритов ($\delta\Gamma_1$), диоритовых порфиритов ($\delta\gamma\Gamma_1$), образовавшиеся в сенон-палеоценовое время, наиболее широко распространены в пределах Быстринского массива и среди вмещающих его отложений. Прорывая стратифицированные образования, дайки имеют преимущественно северо-восточное направление, а внутри Быстринского массива ориентированы чаще всего субпараллельно его контактам, подчеркивая совместно с дайками гранитов кольцевое строение

массива. Протяженность даек изменяется от первых сотен метров до 1,3 км, мощность составляет 0,5-2,5 м, иногда достигая нескольких десятков метров. Изученные контакты даек с гранитами имеют крутые (55-85°) углы падения. В эндоконтакте наблюдаются маломощные (до 1 см) зонки закалки, оглищающиеся слабой раскристаллизацией.

Микродиориты и диоритовые порфиры состоят из призматических кристаллов плагиоклаза-анцизона (60-65%), роговой обманки (15-25%), биотита (10-20%) и ксеноморфного кварца, в зависимости от содержания которого различаются практически бескальциевые (1-3%) и кварцевые (7-10%) разновидности. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, апатитом, иногда ортитом, цирконом. Микродиориты имеют микропризматическую зернистость ступуру, на фоне которой в диоритовых порфирах выделяются вкрапленники (10-30%) плагиоклаза и роговой обманки размером 2-4 мм. От позднемагматических порфиров породы отличаются отсутствием пироксена и появлением акцессорного ортита.

Среднезернистые и мелкозернистые граниты, представленные единым гомогенным массивом с базальным комплексом, близки в петрохимическом отношении к гранитам иолийского комплекса, выделенного в Бутта-Копинском районе Северного Сихотэ-Алиня /44/, где показан их позднемагматический возраст (см. табл. I). Хорошо сопоставляются они и с гранитами Верхнеудинской интрузивной серии раннепалеогенового возраста. Эти граниты, как и граниты иолийского комплекса характеризуются отчетливо выраженным оловянным металлогенической специализацией. Определение радиологоического возраста пород показали 81, 77, 72, 70, 68, 67 млн. лет - для гранитов первой фазы; 78, 73, 63 млн. лет - для гранит-порфиров и гранитов второй фазы и 83 млн. лет - для микродиоритов (см. табл. 2). Учитывая, что на определенной к воосток площади листа /12/ этот комплекс прорывает позднемагматический (даекские) кислые эффузивы, возраст его принимается палеогеновым.

БАЗАЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические базальты (δP_2), трахибазальты (δP_2) установлены на севере района в междуречье Тормасу - Анхой. Субвулканические базальты представлены трещинным телом, приуроченным к контакту бердивосских отложений с кузнецовской свитой. По данным наземной магнитометрии и прямым наблюдениям /28/, контакты интрузии полого (40°)

погружаются на северо-запад под покровы свиты. Аггрокристаллические бердивосские ороговикованы на расстояние до 3 м от контактов, а эндоконтактовые зоны интрузии (шириной до 5 см) сложены автобрекчиями базальтов. Контакт с кузнецовской свитой представляет собой своеобразную брекчиевую зону шириной до 10 м, состоящую из угловатых и подоплавленных обломков как базальтов, так и вмещающих их анцизитов, сцементированных полураскристаллизованной лавой базальтового состава.

Базальты представляют собой скрытокристаллические, реже порфировые породы зелено-серого цвета, обладающие обитовой ступуру, иногда в сочетании с интерсервативной. Составляют они издействительного лабрадора длиной от 0,1 до 0,5-1,0 мм (60-70%), ксеноморфных зерен анцизита (30-35%), часто замещенного хлоритом, и незначительного (до 5%) количества стекла. Редкие минералы образованы кварцем, кальцитом, эпидитом. По химическому составу породы близки к кварцевым базальтам по Р. Дэли, отличающиеся от них повышенной щелочностью (см. табл. I). Повышенное содержание кремнезема связано, вероятно, с присутствием кварца в минералах.

Субвулканические интрузии трахибазальтов представлены несколькими изометричными в плане телами площадью не более 0,1 км² каждое, закартированными среди анцизитов кузнецовской свиты. Контакт трахибазальтов с анцизитами наблюдается в девизивной глыбе, где он выражен в виде четкой прямой линии и подчеркнут упорядоченной, субпараллельной контакту ориентировкой лейст плагиоклаза в трахибазальтах. Характеризуются трахибазальты миндалекаменным строением и имеют интерсервативную, иногда в комбинации с толстовой, ступуру. В отличие от базальтов, в трахибазальтах промежуток между лейстами лабрадора выполнены тематитизированным стеклом, нередко с включением микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Минералы составляют не более 5% объема породы и представлены хлоритом и кальцитом. По химическому составу породы хорошо сопоставляются со средним составом трахибазальта СССР (см. табл. I).

Габбро - габбро-диориты (δP_2), дайки габбро-диоритовых порфиритов (δP_2) выделены среди анцизитов самаргинской свиты на левобережье среднего течения р. Тормасу. Интрузия габбро и габбро-диоритов имеет изометричную в плане форму и площадь около 0,05 км². Ширина зоны контактов метаморфизованных анцизитов вокруг интрузии не превышает первых десятков метров. По резуль-

тадам наземной магнитометрии /28/ можно предположить, что габбро и габбро-диориты слагают штокообразную апофизу довольно крупного массива, не вскрытого эрозией. Габбро представляет собой среднезернистые породы, имеющие близкую к габбровой структуру, и состоят из лабрадора (60-70%) в аллоприморфных и идио-морфных зернах, хлоритизированной роговой обманки (30-40%), кварца (до 1-2%) и незначительного количества мелкочешуйчатого биотита. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, эпидот. Габбро-диориты, являясь фациальной разновидностью габбро, характеризуются меньшим содержанием роговой обманки (25%) и призматическзернистой структурой.

Габбро-диоритовые порфириты, отличающиеся от габбро-диоритов лишь порфировой структурой, слагают единственную дайку мощностью 20 м и длиной 500-700 м. По химическому составу они занимают промежуточное положение между габбро и диоритами по Р.Дэли (см. табл. I).

Кварцевые диориты, кварцевые монцо-диориты, гранодиориты ($q\delta P_2$), кварцевые диоритовые порфириты ($q\delta P_2$), дайки диоритов (δP_2), диоритовых порфитов (δP_2), как и все интрузии эоценового возраста, наиболее широко распространены к западу от Центрального Сихотэ-Алинского шва. Выделены они также в междуручье Мани - Анхой и в урзее р.Кадади. Интрузии представляют собой небольшие (от 0,1 до 9 км²) изоэдричные или удлиненные в северо-восточном направлении преимущественно штокообразные тела с крутыми (60-80°) контактами. Ширина зон контактово-измененных осадочных пород достигает 0,5-1 км. Андезиты самаргинской и кузнецовской свит ороговикованы на ширину 50-100 м. Установлен эругтивный контакт кварцевых диоритов с гранодиоритами позднего мела, которые в экзоконтакте значительно перекристаллизованы /28/.

Большинство интрузий сложено среднезернистыми кварцевыми диоритами или монцо-диоритами (междуречье Модаи - Картанга), переходящими к контактам в мелкозернистые или порфировые разновидности. Кварцевые диориты обладают призматическзернистой или гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из андезина (45-60%), роговой обманки (10-30%), биотита (0-15%), кварца (5-10%) и калиевого полевого шпата (5%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, магнетит. Кварцевые монцо-диориты отличаются монцополевой в комбинации с гипидиоморфнозернистой структурой и

повышенным содержанием (25-30%) калиевого полевого шпата. Гранодиориты крайне ограниченно распространены и наблюдаются в центральных частях интрузий, образуя фациальную разновидность кварцевых диоритов. Кварцевые диоритовые порфириты, имеющие аналогичный с кварцевыми диоритами состав и отличающиеся порфировой структурой при мелкозернистой основной массе, представляют интрузию на правобережье р.Сооли, причем апофизы ее сложены существенно бескварцевыми разновидностями, идентичными дайкам. Дайки диоритов и диоритовых порфиритов немногочисленны и располагаются вблизи интрузивных массивов. Мощность их изменяется от 1 до 20 м, иногда достигая 70 м, длина редко превышает 500 м. Изученные контакты даек имеют крутые углы (70-80°) падения, а контактовые воздействия выражены в слабом ороговиковании пород на ширину 5-10 см.

По химическому составу эоценовые гранодиориты и кварцевые диоритовые порфириты от соответствующих пород позднего мела отличаются повышенной щелочностью (см. табл. I).

Кварцевые сиениты ($q\delta P_2$), дайки кварцевых сиенитов ($q\delta P_2$) закартированы в нижнем течении р.Тормасу. Интрузии представлены тремя телами, имеющими в плане изометричную или удлиненную в северо-восточном направлении форму и площадь не более 0,5 км². Они прорывают отложения свиты Кандаха и андезиты самаргинской свиты, ороговиковывая их на ширину в первые десятки метров, и в свою очередь интрузируются эоценовыми липаритами и гранитами последующих фаз /28/. Дайки имеют мощность до 70 м, протяженность до 1 км и северо-восточное простирание.

Кварцевые сиениты - это светло-серые с зеленоватыми и розоватыми оттенками среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из плагиоклаза № 20-35 (40-50%), калиевого полевого шпата (20-30%), кварца (10-15%), роговой обманки (10-15%), частично или полностью замещенной хлоритом, базитом, лейкокеном, и единичных зерен магнетита, иногда монопита. По химическому составу, отличаюсь повышенной кислотностью, породы в целом близки к щелочноземельному роговообманковому сиениту по Р.Дэли (см. табл. I).

Субвулканические липариты, трахилипариты (λP_2), дайки липаритов, трахилипаритов (λP_2) распространены в нижнем и среднем течении р.Тормасу, на левобережье нижнего течения р.Анхой и реже в бассейне р.Сооли, располагаясь либо в пределах свиты

Надзах, либо срези эопеновых, реже верхнемеловых андезитов. Интрузии выходят на поверхность в основном в виде вытянутых в северо-восточном направлении крутопадающих трещинных тел с дайкообразными апофизами. В бассейне р. Бира размещены дипаритов контролируется дугообразными разрывами, оконтуривающими Тухалинский массив. Площади интрузий изменяются от 0,1 до 3,7 км². Дайки имеют мощность от первых метров до 20-30 м и протяженность не более 500-700 м. Интенсивное ороговивание вмещающих пород проявлено лишь в экзоконтактовой зоне шириной до 5 см.

Дипариты и трахипариты - это светло-серые с желтоватыми, розоватыми оттенками порфировые породы, которые в краевых частях интрузий часто приобретают флюидальные текстуры и включают мелкие ксенолиты вмещающих пород. Фенокристаллы (от 5 до 30%) имеют размер 0,3-3 мм и образованы отплавленными зернами кварца, кристаллами платиоклаза, реже калиевого полевого шпата, иногда мусковита. Основная масса обдает фельзитовой и микросферолитовой структурами. Акцессорные минералы представлены пиритом, цирконом, топазом, редко апатитом. Трахипариты выделены по результатам химического анализа пород, отличающегося от дипаритов повышенным содержанием калиевого полевого шпата и меньшим - кварца в порфировых выделениях (см. табл. 1).

Граниты лейкократовые порфировидные - гранит-порфиды (P_1^2) облекаются на левобережье р. Тормасу в виде двух соприкасающихся тел общей площадью около 17 км². Исходя из очертания границ в рельефе, формы тел в плане, а также принимая во внимание широкие (до 700 м) ореолы контактово-метаморфизованных пород, можно заключить, что выходы гранитов являются фрагментами частично вскрытого эрозией единого массива. Наличие такого массива, вытянутого в северо-восточном направлении более чем на 12 км, с корневыми частями, приуроченными к зоне Центрального Сихота-Алинского шва, подтверждают и гравиметрические данные /49/.

Сложены интрузии равномерно-среднезернистыми и сериально-порфировидными гранитами, постепенно переходящими в типичные гранит-порфиды с мелкозернистой основной массой. Порфировидными разновидностями представлен основной объем интрузий. Равномерно-зернистые граниты отмечаются в урзах ручьев и рек, а гранит-порфиды приурочены к наиболее высоким типометрическим уровням. Породы имеют розовый цвет и обладают типичноморфнозернистой в сочетании с адиоприморфнозернистой структурой. Состав равномерно-зернистых гранитов характеризуется преобладанием калиевого

полевого шпата (65-70%) над платиоклазом (5-10%) и очень низким содержанием биотита (до 1%). Количество кварца не превышает 25-30%. Для порфировидных гранитов и гранит-порфидов типично повышенное содержание кварца (до 40%), находящегося примерно в равных соотношениях с калиевым полевым шпатом (40-50%) при не сколько большем количестве платиоклаза (10-15%) и биотита (до 2%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, пиритом, эпидотом и сфеном. По химическому составу граниты практически не отличаются от алеситов и гранитовых алитов по Р. Дэйли (см. табл. 1).

Граниты лейкократовые мелкозернистые (P_2^2), дайки гранитов (P_2^2) установлены в краевых частях массива среднезернистых гранитов предыдущей фазы и выделены в составе Тухалинского массива. Интрузии имеют изометричную площадь от 0,02 до 1,5 км², а приурочиваясь к контактам гранодиоритов позднего мела или эопеновых порфировидных гранитов с покровами самаргитского свита, удлиненную субпараллельно этим контактам форму. Ширина ореолов контактового метаморфизма в андезитах составляет 50-100 м. По наличию зон закалики в эндоконтакте интрузий и интвекций гранитов устанавливается прорывание мелкозернистых гранитовых кварцевых диоритов и порфировидных гранитов предшествующих фаз. Мелкозернистые граниты имеют розовый цвет, адиоприморфнозернистую, типичноморфнозернистую в сочетании с пойкилитовой и микрографическую структуры и по петрохимическим особенностям практически не отличаются от среднезернистых порфировидных гранитов (см. табл. 1).

Дайки таких же мелкозернистых гранитов располагаются преимущественно вблизи интрузий, имеют северо-восточное, реже северо-западное направление и крутые (60-80°) углы падения контактов. Протяженность их не превышает первых сотен, а мощность - первых метров.

Интрузии описанной серии тесно связаны между собой пространственно и, несомненно, генетически; они характеризуются постоянной щелочностью и в отличие от интрузий других комплексов постоянным присутствием таких элементов-примесей как молибден, серебро, золото. Данные калий-аргоновых определений возраста пород следующие: 62 млн. лет - для базальтов, 56 млн. лет - для трахибазальтов, 40 млн. лет - для габро-диоритовых порфидитов, 51, 58 и 60 млн. лет - соответственно для кварцевых диоритов, кварцевых диоритовых порфидитов и гранодиоритов, 39 млн. лет - для кварцевых сиенитов, 39 и 60 млн. лет - для дипаритов, 55,

60, 69 млн. лет - для среднезернистых и 53 млн. лет - мелкозернистых гранитов (см. табл. 2). Многие характерные для этого комплекса свойства совпадают с диагностическими признаками, установленными Э.П. Изохом /1/ для пород "прибрежной серии" (повышенная щелочность, преобладание роговой обманки над биотитом в меланократовых породах, развитие эпидота, метатитогеническая специализация и др.). Таким образом, анализируя геологические данные с учетом радиологических датировок, возраст описанных интрузий принимается эоценовым.

МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические базальты (Pn_1), тафиро-диориты (vPn_1), дайки базальтов (Pn_1) генетически и пространственно тесно связаны с породами кизинской свиты. Интрузивные тела базальтов установлены на правобережье р. Сооли и представляют собой жерловина площадью 0,1-0,3 км², отличаюсь от покровных базальтов лучшей раскристаллизацией и наличием в апикальных частях тел пород типа автобрекчий, состоящих из сваренных воедино псевитовых обломков базальтов. Тафиро-диоритами сложены более крупные (0,5-1,4 км²) интрузии в верховье р. Бурга. Это темно-серые мелкокристаллические породы тафиро-офитовой структуры, состоящие из платиноклаза № 50-55 (50-55%), пироксена-диопсида (30-40%) и биотита (10-15%). Дайка базальтов закартирована на водоразделе Сиктай - Надади и, судя по детальной разведке, имеет мощность не более 10 м.

Завершая описание интрузивных образований, следует отметить их геохимическую специализацию, характер рудноносности и контактовых изменений. Субвулканические диабазы позднего триаса характеризуются повышенными концентрациями таких элементов-примесей как цирконий, барий, скандий и фтор. Повышенные содержания ванадия обнаружены в гипербазитах, а бериллия - в тафиро раннего мела. Проявления же указанных элементов в связи с этими интрузивами не отмечены. Раннемеловые высокоглиноземистые граниты известны как вольтрамонасские интрузии. Признаки связи с ними вольтрамовой минерализации установлены по наличию шеелита и вольтрамита в штихах из выливов водотоков их размывавших, кварцево-жильных вольтрамитоносных и гранат-кварцевых шеелит-содержащих метасоматитов вблизи соответствующих массивов гранитов, а также по повышенным (до 0,008-0,01%) концентрациям

вольтрама в самих гранитах. Кроме вольтрама, в них отмечаются повышенные содержания молибдена. Оловянная, бериллиевая, а также слабая висмутовая минерализация, по геохимическим данным и пространственной пророчечности проявлений, связывается с массивами сенон - палеоценового интрузивного цикла. Наиболее отчетливо эти связи проявлены с гранитами заключительных фаз (молибский комплекс). В связи с этим комплексом известна и бедная вольтрамовая минерализация, установленная по присутствию в редких штихах вольтрамита и шеелита.

Гидротермальная деятельность выразилась в триэнизации, метасоматическом и прожилковом окварцевании пород. Интрузии эоценового возраста объединяет постоянное присутствие в числе элементов-примесей серебра и молибдена. В отличие от других комплексов в них практически не отмечается олово. В незначительных кварцевых диоритах и кварцевых диоритовых порфиритах выделено золото в количествах от 0,001 до 0,6 г/т, что и определяет металлогеническую специализацию этих интрузий. Рудопрооявления золота выявлены в кварц-турмалиновых, кварц-андалузит-альбитовых метасоматитах, в кварцевых жилах и прожилках, а также в окварцованных и альбитизированных диоритах. В связи с миоценовыми интрузивами признаки рудной минерализации не обнаружены.

Состав контактовых роговиков целиком зависит от состава исходных пород и степени их метаморфизма. Так, независимо от состава и возраста интрузий, по алевролитам образуются биотит-кварцевые, кордирит-сиенит-кварцевые и кварц-биотитовые роговики, песчаники превращены в биотит-кварцевые роговики, по кремнистым породам образуются микрокварциты, а роговики по эффузивам среднею и основного состава представляются биотит-платиноклазовыми, биотит-кварц-платиноклазовыми, биотит-амфибол-платиноклазовыми, кварц-пироксен-платиноклазовыми разновидностями.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М-53-XXX расположена в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского синклинориев и Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны /6/. На крайнем северо-востоке обнажается фрагмент Андийского выступа фундамента геосинклинально-складчатой области /39/. Главной разрывной структурой района является Центральный Сихотэ-Алинский разлом (шов), служащий границей между Западно-Сихотэ-Алиским синклинорием и Центрально-Сихотэ-Алиским антикли-

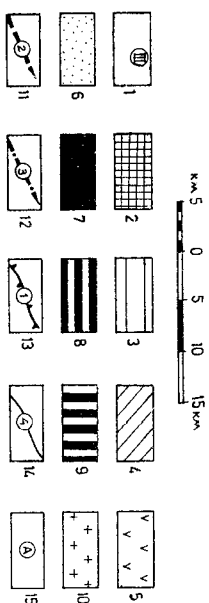
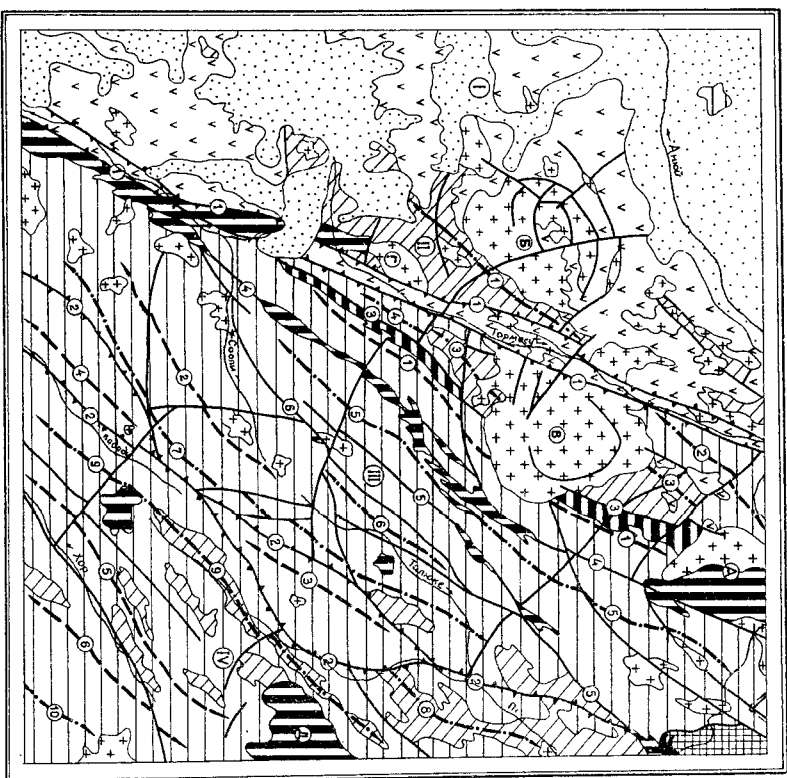


Рис.2. Тектоническая схема территории листа М-53-XXX

1 - структурно-формационные зоны: I - Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная зона, II - Западно-Сихотэ-Алинский синклинорий, III - Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий, IV - Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий; 2 - Андийский выступ фундамента; 3 - нижний структурный ярус позднепалеозойского - мезозойского геосинклинального структурного этапа; 4 - верхний структурный ярус позднепалеозойского - мезозойского геосинклинального структурного этапа; 5 - мезозой-кайнозойский орогенный структурный этаж; 6 - кайнозойский постророженный структурный этаж; 7 - раннепалеозойские интрузии Андийского выступа; 8 - позднепалеозойские интрузии демиссионной стадии геосинклинального этапа; 9 - раннепалеозойские интрузии инверсионной стадии геосинклинального этапа; 10 - позднепалеозойские, палеогеновые и эоценовые интрузии орогенного этапа; 11 - оси антиклиналей: 1 - Томчи-Манинской, 2 - Солидской, 3 - Межугорной, 4 - Катанской, 5 - Хорской, 6 - Хор-Салги-Винской, 7 - Талхиской, 8 - Талхиской, 9 - Талхиской, 10 - Талхиской, 11 - Талхиской, 12 - оси синклиналей: 1 - Талхиской, 2 - Талхиской, 3 - Талхиской, 4 - Талхиской, 5 - Талхиской, 6 - Талхиской, 7 - Талхиской, 8 - Талхиской, 9 - Талхиской, 10 - Талхиской, 11 - Талхиской, 12 - Талхиской; 13 - главные зоны разломов: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский шов, 2 - Канади-Подинская зона разломов; 14 - прочие зоны разломов: 3 - Тормасу-Манинская, 4 - Соли-Пронская, 5 - Томчи-Андейская, 6 - Соли-Талхиская; 15 - основные интрузивные массивы: А - Богосинский, Б - Тухалинский, В - Быстринский, Г - Тормасинский, Д - Талхис-Алинский

С о о л и й с к а я а н т и к л и н а л ь разрывами расчленена на отдельные блоки, представляющие собой горст-антиклинальные и грабен-синклинальные структуры шириной до 2 км и углами падения крыльев от 30-45 до 75-80°. В целом антиклиналь круто запрокинута на юго-восток. Северо-западное крыло в бассейне р. Дельке срезано разрывами. Юго-восточное крыло антиклинали является одновременно северо-западным крылом Сооли-Подинской синклинали, также расчлененной разрывами и осложненной мелкими складками шириной до 200-500 м, редко до 1 км, часто изоклинальными с довольно пологими (40-50°) углами падения крыльев, подвернутых вблизи Кадади-Подинской зоны разломов на северо-запад.

М е ж д у г о р н а я и К а д а д и н с к а я т о р с т - а н т и к л и н а л и, сложенные верхнепермскими (?) отложениями в зоне Кадади-Подинского разлома, наиболее интенсивно осложнены мелкой складчатостью. Осевые линии этих складок часто ориентированы веерообразно по отношению к оси основных структур. Крылья антиклиналей сматы в изоклинальные симметричные и асимметричные складки шириной менее 200 м и с углами падения от 50 до 80°.

В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии вдоль Кадади-Подинской зоны разломов прослеживается К а д а д и - П о д и н с к а я с и н к л и н а л ь, на большем своем протяжении являющаяся грабен-синклиналью. Шарнир ее очень полого погружается в северо-восточном направлении и в северной части почти горизонтален. Северо-западное крыло синклинали запрокинута на юго-восток под углами 50-70°. Юго-восточное крыло имеет более пологие (40-60°) нормальные углы падения. Осложняющие синклиналь складки имеют протяженность до 8 км и ширину около 1,5-2 км. Оси их ориентированы субпараллельно оси основной структуры, лишь вблизи Тарлоки-Янинского массива несколько изгибаясь подчиняются ориентировке его контактов. В синклинальных изгибах юдра и юго-восточного крыла синклинали с незначительным угловым несогласием залегает верхний структурный ярус.

Юго-восточное крыло Кадади-Подинской синклинали частично является северо-западным крылом Х о р с к о й а н т и к л и н а л и. Шарнир антиклинали, резко ундулируя, имеет наибольшее воздымание в истоках р. Лев. Поди и в нижнем течении р. Хор, где образовались куполообразные складки. На фоне общей антиклинальной структуры наблюдается ряд часто опрокинутых изоклинальных веерообразных синклинальных и антиклинальных скла-

док шириной от 200 м до 1-1,5 км. Углы падения их крыльев меняются от 45 до 70°. В наиболее глубоких синклинальных изгибах с угловым несогласием на антиклиналь налегают образования верхнего яруса.

Хорская антиклиналь по разрыву, проходящему по долине р. Хор, трагичит с Х о р - С а р д н - Б и а с и н с к о й а н т и к л и н а л ь ю. Шарнир этой структуры испытывает наибольшее воздымание в истоках р. Хор. В ястах наибольшего погружения шарнира наблюдается выпирание складки на 2-3 более мелкие. Оба крыла антиклинали круто (50-70°) падают на северо-запад. Осложняющие антиклиналь складки имеют ширину от 100-150 до 700-800 м, они часто запрокинута.

В В е р х н е а н д о й с к о й с и н к л и н а л и шарнир полого воздымается с приближением к интрузии гранитов. Сама структура имеет более крутое (70-80°) северо-западное крыло. Юго-восточное же крыло в значительной степени осложнено мелкими складками с углами падения от 40 до 75°.

Верхний структурный ярус

Верхний структурный ярус представлен терригенной и вулканотенно-терригенной формацией беридаса и валаякина. С угловым несогласием залегая на нижнем ярусе, верхний ярус также смат в складки, но с более пологими углами падения крыльев. В нем выделены Яро-Джокейская, Тухайинская, Подинская и ряд других более мелких синклиналей.

Я р о - Д ж о к е й с к а я с и н к л и н а л ь представляет собой наложенную структуру в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, приурочиваясь к осевой линии Томчи-Яроинской синклинали нижнего яруса. Шарнир синклинали погружается в северо-восточном направлении и, слабо ундулируя, имеет наибольшее воздымание в северной экзоконтактовой зоне Востринского массива. В междуречье Яро - Томасу юго-восточное крыло синклинали имеет ширину 1-2 км и углы падения 20-35°. Северо-западное же крыло осложнено куполовидными складками шириной до 0,7 км и имеет более крутые (30-55°) углы падения, которые в мелких складках достигают иногда 70°. В междуречье Джокеи - Мани, напротив, мелкими складками осложнено юго-восточное крыло, а северо-западное - полностью срезано разрывами.

Т у х а й и н с к а я с и н к л и н а л ь - элемент Западно-Сихотэ-Алинского синклинии. Шарнир синклинали, зна-

читательно ундулирует, имеет наибольшее воздымание к северу от долины р. Тухата и плавно погружается в северо-восточном и юго-западном направлениях, испытывая, очевидно, наибольшие погружения под покрывами эффузивов. Крылья синклинали осложнены сериями мелких антиклинальных складок шириной от 0,7-1 км в северо-западном и до 3 км в юго-восточном крыльях, а также мелкими складками более высоких порядков. Углы падения крыльев варьируют от 30 до 60°, достигая иногда 75°.

В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинории наиболее крупной структурной верхней структурного яруса является Подлинская синаклиналь с почти горизонтальными шарниром. Ширина структуры изменяется от 1 до 3 км за счет осложняющих ее мелких складок шириной не более 500 м. Углы падения слоев на крыльях не превышают 30-50°. Синклиналь складывается в ядро сингинальной структуры нижнего яруса, имеющей крутые (до 70°) углы падения крыльев. Аналогичное строение и структурное положение имеют и другие более мелкие синклинали верхнего яруса.

МЕЗОЗОИ-КАИНОЗОЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Мезозой-кайнозойский орогенный структурный этаж представлен верхнемеловыми и эоценовыми покрывами эффузивов, а также датскими континентальными образованиями свиты Кандаха, залегающими на размытой поверхности более древних образований и слабо подвергнутыми пикативным деформациям. В строении этажа участвуют также позднемеловые, палеоценовые и эоценовые интрузии.

Свита Кандаха, благодаря положению в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва, подверглась более значительным в сравнении с другими образованиями этажа пикативным деформациям, став так называемой *Тормасу и Сооли* грабеном так называемой *Тормасу и Сооли* грабеном. Структура имеет ширину 2-4 км и прослеживается через весь лист по бортам рек Тормасу и Сооли. Порода слагается из гнейсов, в основании которых залегают субгоризонтально. Считается, что в основании свиты Кандаха залегает субгоризонтально. Покровы верхнемеловых и палеоценовых залегают субгоризонтально.

Складчатые деформации наблюдаются лишь вблизи разрывов, где углы падения потоков достигают 30°. Эоценовые покровы в целом полого наклонены в северо-западном направлении, причем с приближением к долине р. Анди углы наклона увеличиваются до 30-40°, что предопределено, очевидно, характером довулканического рельефа.

КАИНОЗОЙСКИЙ ПОСТОРОГЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Кайнозойский посторогенный структурный этаж представлен практически не дислоцированными миоценовыми базальтами, олигоценовыми (?), плиоценовыми и четвертичными рыхлыми отложениями. Залегают они в основном субгоризонтально. Отмечается и наклонное залегание пластов, обусловленное неровностями палеорельефа.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения проявлены в районе очень широко. Главнейшей разрывной структурой является Центральная Сихотэ-Алинская структурный шов, выделенный Н.А. Беляевским [2]. Шов четко проявлен в виде двух (главных) субпараллельных разломов, прослеживающихся по обоим бортам долины рек Тормасу и Сооли. В зонах разломов тектонические глины и миоциты мощностью 12-20 м сопровождаются мощными (200-500 м) зонами брекчированных и катаклазированных пород. Падение северо-западного из разломов вертикальное или крутое (75°) на юго-восток, юго-западного - крутое (70°) на северо-запад. Главные разломы сопровождаются сериями ветвящихся разрывов различной протяженности. Совместно они составляют единую зону Центрального Сихотэ-Алинского шва шириной до 5-7 км. Морфологически шов представляет собой левосторонний сдвиг с амплитудой смещения от 120-140 до 200 км [7, 8]. Вертикальные перемещения, по сейсмическим данным [13], превышают 3 км.

К Центральному Сихотэ-Алинскому шву под острым углом подходит серия крупных складчатых разрывов северо-восточного направления. Они часто группируются в зоны смежных разломов с интенсивно проявленными по ним лимонитизацией, катаклазом, расщеплением, будинажом пород, а нередко и интрузивным магматизмом. Наиболее крупные из этих разрывов заложены в связи с подвижками по Центральному шву и в связи с левосторонними сдвигами движениями по нему представляли собой, очевидно, пологотопирующие на северо-запад надвиги. При последующих дислокациях большинство плоскостей нарушений было переориентировано более круто или даже повернуто на юго-восток. Эти разрывы интерпретируются как сбросы или вбросы.

Среди разрывов северо-восточного направления наиболее крупной после Центрального Сихотэ-Алинского шва является Кандахинская зона разломов. Она

представляет собой серию сближенных как крутопадающих (более 70°), так и пологого (35-60°) погружающихся на северо-запад разломов, между главными из которых на поверхность выведены линейные блоки верхнепермских (?) образований. Общая ширина зоны изменяется от 3 до 6 км, сужаясь в нижнем течении р. Поди до нескольких сотен метров. Отдельные разломы в составе зоны представлены глинами трения мощностью до 3 м и сопровождаются мощными (от 200 м до 2 км) зонами интенсивно фасционированных и брекчированных пород. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений достигает 5-6 км.

От устья р. Ячи в бассейне р. Мани прослеживается Т о р - м а с с и в - М а н и н с к и й р а з л о м, который в позднем триасе контролировал изгибная лав основного состава. Этот разлом круто (60-70°) падает на юго-восток, представляя собой взброс с поднятым юго-восточным крылом и амплитудой перемещения 1500-1600 м.

Система сближенных разрывов, названная С о о л и - н р о н с к о й з о н о й, прослеживается от р. Ингула к долине р. Анжй. Ширина ее варьирует от 1 до 3,5 км. К зоне приурочены трещинные интрузии раннемолового возраста, внедрение которых происходило одновременно с основными подвижками. Зона представлена интенсивно расчлененными, катаклазированными, миклитизированными породами и тектоническими брекчиями. Падение разрывов, как правило, крутое (70-80°) на северо-запад. Смещение по основному разлому, залеченному интрузиями, достигает 1000 и более метров. По морфологии это взброс с поднятым северо-западным крылом. Подробная же зона - Т о м ч и - А н д и - с к а и - прослеживается от верхнего течения р. Томчи до р. Кад. Поди, где она сопрягается с Кадаци-Подинской зоной разлома.

От г. Соли через верховье р. Томчи и далее по левому борту р. Ячтеке более чем на 40 км прослеживается С о о л и - Т а - л е к и н с к и й н а д в и г. Он установлен по мощным (до 80 м) зонам брекчированных, прокарстованных лимонитизированных пород, залегающих на северо-запад под углами 40-50°. Глубоководные породы тормаинской толщи по разлому нагнута на более молодые образования. Амплитуда смещения составляет около 3 км.

Кроме описанных, закарстован еще целый ряд более мелких разломов северо-восточного направления, в большинстве своем являющихся оперяющимися Центрального шва и других крупных тектонических зон. Это сокращающие или пронашившиеся в связи с более

поздней магматической деятельностью разломы, представляющие собой взбросы, реже сбросы с амплитудами перемещений от нескольких десятков до первых сотен метров. В северо-западной части района они представляют единую тектонически ослабленную зону, к которой и приурочены субвулканические интрузии эоценового возраста.

В связи с становлением интрузивных массивов орогенного этапа заложилась дугообразные разрывы, наиболее широко распространены в пределах, реже волнист, Тухалинского и Быстринского массивов.

В Тухалинском массиве дугообразные разрывы подчеркивают кольцевое строение вулкано-плутонической постройки в верховье р. Мад. Плоскости сместителей разломов падают к центру кольцевой структуры под углами 50-65°. Амплитуда смещения по большинству разломов не превышает первых сотен метров, а по разлому, ограничивающему массив с севера и запада, она достигает 1 км.

В пределах Быстринского массива дугообразные разломы распространены субпараллельно его границам. Они представляют собой зоны сближенных трещин с приуроченными к ним дайками. Плоскости сместителей разрывов имеют крутые (70-75°) падения и центру массива. Амплитуды вертикальных перемещений их не превышают 100 м, причем ступенчатого друг относительно друга приподняты крылья, расположенные ближе к периферии массива. Аналогичный по морфологии дугообразный сброс ограничивает в целом поля орогованных пород в южной и юго-восточной экзоконтактовой зоне массива. Амплитуда перемещения по сбросу в триасовых столбчатых составляет 1700-1800 м, а в бердзасском ярусе - 400-500 м.

Ряд субширотных разрывов закартирован преимущественно в южной половине территории. Наиболее протяженный из них полулутий, радиус которой начинается в районе Быстринского массива, прослеживается от г. Сичк до долины р. Поди, соединяясь с Кадаци-Подинской зоной разлома. Эти разрывы имеют крутые углы падения. Амплитуды смещения по ним варьируют от нескольких десятков до первых сотен метров. Все субширотные разрывы выделены на основании дешифрирования аэрофотоматериалов, устанавливаются по смещению геологических границ, а некоторые из них сопровождаются гидротермально-измененными породами.

Разрывные нарушения меридионального направления наиболее отчетливо проявились в верховьях рек Сооли, Поди, Кадаци, где они фиксируются зонами дробления, окварцевания, сульфидизации и лимонитизации пород. По характеру перемещения это сдвиги или

сбросы. Так, по меридиональному разрыву в истоках рек Лоди и Талке установлены левосторонние сдвиговые перемещения с амплитудой до 3 км. Плоскость сдвига круто погружается на восток. К западу от этого сдвига разлома представлят собой почти вертикально падающие сбросы с поднятыми (на 500-600 м) восточными крыльями.

Разрывные нарушения северо-западного направления по времени заложения являются более поздними. Почти все они выделены при дешифрировании аэрофотоснимков и сопровождаются, как правило, маломощными (до первых метров, редко десятков метров) зонами брекчированных и гидротермально-измененных пород. По морфологии это обычно крутопадающие нарушения типа взбросов или сбросо-сдвигов. Два таких разрыва образуют полуостров вокруг Богасинского интрузивного массива. По ним наблюдаются смещения северо-восточных крыльев на северо-запад, причем эти же крылья являются и опущенными. Амплитуды горизонтальных перемещений составляют 350-500 м, а вертикальных - от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Горизонтальные смещения с амплитудой до 1,5 км наблюдаются по разрыву, прослеживающемуся от истоков р. Бира через среднее течение р. Тормасу. Значительные перемещения установлены также по разрыву, прослеживающемуся по долинам рек Тухада и Бро. Здесь вертикальные амплитуды варьируют от 0,6 до 2 км, а горизонтальные составляют 250-300 м. Среди многочисленных разрывов северо-западного направления в южной и юго-восточной частях разлома можно выделить разрыв, прослеживающийся от долины р. Хор в верховья р. Сооги, горизонтальные перемещения по которому достигают 2 км.

Все крупные разрывные нарушения в районе являются лишь рудоподводящими структурами. Выявленные же рудопроводящие размещаются в оперяющих их мелких разрывах или трещинах различного направления.

История геологического развития

История геологического развития района можно проследить для конца палеозоя и для мезозоя-кайнозоя, хотя некоторые события восстанавливаются и для эпохи формирования фундамента складчатой области. Формирование фундамента, по-видимому, завершилось в раннем палеозое и сопровождалось метаморфизмом отложившихся докембрийских пород. Современное куполообразное строение Андийского выступа, признаки диафтореза в породах /39/, очевид-

но, связаны с установленным развитием палеозойской структуры и в более позднее время.

В позднепермское время в условиях недифференцированного морского бассейна средних глубин при интенсивной консолидационной тектонической деятельности происходило накопление мощных алевритистых и, в меньшей мере, песчаных осадков. В более глубоководных условиях формировались кремнистые и кремнисто-глинистые илы. Осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью, выражавшейся в основном в выбросах больших масс пеллового материала. В результате консолидационной тектонической деятельности, сопровождавшейся землетрясениями, образовались мощные залегли подводно-оползневых брекчий. В раннем триасе геосинклинальный режим, очевидно, был прерван. К началу позднепермского времени следует отнести заложение в районе Центрального Сихота-Алинского шва и Кадади-Подлинского разлома, в зонах которых верхнепермские отложения в виде островных гряд были выведены на поверхность.

В позднем триасе началось региональное прогибание территории, в результате дифференциации морского бассейна определились три структурно-фациальные зоны, границами между которыми служили Центральный Сихота-Алинский и Кадади-Подлинский разломы.

В Центрально-Сихота-Алинской формационной зоне в карбийское и раннеюрское время в условиях глубоководного бассейна, при общем обмелении его, происходило накопление кремнистых, кремнисто-глинистых, а затем алевритистых и песчаных осадков. В это время наиболее интенсивно проявлялась вулканическая деятельность, сопровождавшаяся слабыми землетрясениями. Середина юрского века ознаменовалась трансгрессией моря, которая продолжалась до среднеюрского времени включительно. На фоне общего погружения территории возникали отдельные поднятия, происходили расколы земной коры, сопровождавшиеся излияниями лав и извержениями масс пеллового материала. Вулканическая деятельность также сопровождалась землетрясениями, но более интенсивными чем в карбийском веке. Интенсивность землетрясений и связанных с ними обвално-оползневых процессов достигли своего апогея к концу позднего юрия. В этот же период более интенсивно проявились подняжки по Центральному Сихота-Алинскому шву, возникли новые оперяющие швы разрывов, в зонах которых формировались субвулканические интрузии диабазов. В поздней преседиментация в Центрально-Сихота-Алинской зоне прекратилась, началась ее инверсия. Волна за инверсией в начале берриса в при-

брежних впадинах создались благоприятные условия для накопления грубообломочных, а затем существенно алевроитовых и алевропелитовых осадков.

В Восточно-Сихотэ-Алинской формационной зоне, начиная с позднего триаса, седиментация в отличие от Центральной зоны продолжалась до берриса включительно. Вплоть до поздней мры здесь существовал глубоководный слабо дифференцированный прогиб, осадконакопление в котором происходило в спокойной тектонической обстановке. Накопление существенно кремнистых и кремнисто-глинистых илов сопровождалось в пределах района слабой вулканической деятельности. В предтриасовое время вся территория зоны испытала общее возмывание и до берриса включительно продолжалось накопление существенно алевроитовых осадков, сопровождавшееся незначительной вулканической деятельностью. На рубеже берриса и валанжина территории Восточно-Сихотэ-Алинской зоны испытала резкое поднятие, большая ее часть была выведена на поверхность и претерпела некоторые деформации. В результате валанжинской трансгрессии моря в образовавшихся узких прогибах в условиях мелководных бассейнов формировались преимущественно песчанистые осадки.

Для Западно-Сихотэ-Алинской формационной зоны имеются лишь отрывочные данные, которые свидетельствуют о существовании здесь глубоководного морского бассейна в конце позднего триаса и в начале мры. В беррисовом веке, очевидно, вслед за инверсией территории снова была покрыта морем. В результате трансгрессии началось накопление грубообломочных отложений, затем существенно алевроитовых и алевропелитовых осадков. Вновь произошли значительные подвижки по Центральному Сихотэ-Алинскому шву, активизировалась вулканическая деятельность, выразившаяся в излиянии лав среднего состава, извержении пеллового материала и формировании субвулканических интрузий. С валанжинского века начались поднятие этой части района с накоплением песчаных отложений, закончившееся регрессией морского бассейна. Полная регрессия моря на всей территории листа наступила в послеваланжинское время в связи с готеривской фазой складчатости. Готеривскими движениями все осадочные породы были сматы в линейные складки северо-восточного простирания и разбиты многочисленными разрывами. В этот период формировались массивы габбро и высокогидроизометрических гранитов, с которыми связана волфрамовая минерализация. По-видимому, готеривскими движениями в зоне Канади-Подинского разлома завершилось "выдавливание" Андийского выступа фундамента.

В позднем меду район вступил в орогенный этап развития, ознаменовавшийся изгибанием лав среднего состава, а затем формированием довольно крупных интрузивных массивов (Тухалинский, Томасинский) и мелких тел габбро, диоритов и гранодиоритов.

В датское время в образовавшемся в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва впадине формировались грубообломочные отложения и продолжались извержения лав и пирокластического материала, давшие пластовые залежи андезитов и туфов в свите Канадхэ. В позднем дате - палеогене сформировались самые крупные в районе интрузивные массивы (Быстринский и Богасинский) и серия небольших интрузий гранитов, с которыми связана оловянная минерализация. В это время завершилось формирование основных складчатых структур, обновилась старая и возникли новые, в том числе широтные и северо-западные разрывы. Вновь произошли подвижки по Центральному Сихотэ-Алинскому шву, дислоцировавшие свиту Канадхэ. Боценовый период ознаменовался проявлением магматической деятельности преимущественно на западе района. В результате здесь сформировались покровы андезитов и многочисленные субвулканические и типабиссальные интрузии основного, среднего, суббазальтного и кислого составов, обновилось большинство разрывных нарушений. С этим этапом магматической активности связывается золотая минерализация.

К концу палеогена возникшие горные сооружения были значительно снивелированы. С последними всплесками вулканизма, давшими в миоцене обширные поля базальтов, район вступил в последний этап развития. В это же время, очевидно, произошли и последние значительные подвижки по разломам. Последовавшее с плиоцена сводовое поднятие привело к резкому усилению эрозии, денудации и созданию современного рельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф района преимущественно среднегорный и лишь в северо-западной части низкотерный. В связи с неоднородностью субстрата, морфологические типы рельефа отличаются значительным разнообразием.

На крупных по площади интрузивных массивах сложились массивные с угловатыми вершинами и выгнутыми склонами горные сооружения, расчлененные относительно редкой сетью водотоков. При этом самые высокие, с абсолютными отметками 1300-1700 м, голцовые горы с осыпями возникли в пределах Тароки-Алинского

насытив. На участках, сложенных осадочными породами и верхне-ловыми андезитами, абсолютные отметки обычно не превышают 900-1100 м. На легко разрушавшихся в мелкий щебень алевролитах речная сеть наиболее густая, склоны значительной крутизны (25-40°). Водораздельные пространства, сложенные песчаниками, обычно более широкие, заметны углощенные. Наиболее простыми сложенными формами рельефа отличаются вулканические постройки эоценовых андезитов и миоценовых базальтов. Абсолютные отметки здесь редко превышают 600-700 м.

В зависимости от рельефообразующих процессов выделяется денудационно-эрозийные (наклон 6-40°), денудационные (0-6°), вулканотенные, ледниковые и аккумулятивные формы поверхности.

Денудационно-эрозийные распространены преимущественно в восточной части района. Образуют они, как правило, нижние и частично средние части склонов. Основную роль в формировании крутых склонов сыграли процессы глубинной эрозии. Денудационно-эрозийные поверхности средней крутизны (15-25°) наиболее распространены в бассейнах рек Тормасу и Сооли. Наряду с эрозией в их формировании важную роль играет процесс медленного сползания материала под действием гравитационных сил. Скальные выходы пород и глыбовые осыпи здесь встречаются значительно реже. Полотие (6-15°) эрозийно-денудационные поверхности имеют общий район распространения с поверхностями средней крутизны, образуя в основном приводораздельные части горных сооружений и, в меньшей мере, нижние части склонов вдоль бортов долин крупных водотоков. Главная роль в образовании этих поверхностей принадлежит плоскостному смыку. Денудационные поверхности поперечности (0-6°) наблюдаются преимущественно вдоль бортов долин рек Тормасу, Сооли, реке Моади и Нартанга. Главная роль в их формировании принадлежит плоскостному смыку. Отличаются денудационные поверхности замедленным удалением продуктов выветривания.

На базальтовых покровах, бронирующих поверхности доминирующего пенеплена, сохранился в уклонотенных платообразный рельеф. Общий уклон когда-то единого базальтового плато на северо-запад подчеркивается уменьшением абсолютных отметок пологих покровов с 550 м в бассейне р. Сооли до 150 м в бассейне р. Анди.

Ледниковые поверхности развиты в тротовых долинах ручьев, размазанных Тардоки-Яннинский интрузив-

ный массив, и представлены позднечетвертичными моренами. Наиболее крупные из них имеют протяженность около 2 км. В составе морен выделяются донные, боковые и конечные морены. Поверхности морен характеризуются холмисто-западинным, а у нижних концов холмисто-грядовым микрорельефом. Высота отдельных холмов достигает 15 м.

А к у м у л я т и в н е п о в е р х н о с т и вклучает комплекс разновозрастных речных террас: олигоценовых (?) высотой 150-200 м, среднечетвертичных высотой 15-35 м, позднечетвертичных высотой 8-10 м. К этому генетическому типу поверхностей принадлежит высокая и низкая поймы современных водотоков, а также плиоценовая поверхность, сформированная на аллювиально-озерных отложениях приваурской свиты. Как правило, аккумулятивные поверхности слабо наклонены в сторону русел водотоков и ограничены хорошо выраженными уступами. Лыловые швы средне- и позднечетвертичных террас местами перекрыты ледниково-пролювиальными шлейфами, иногда спускающимися непосредственно в пойму. Поверхности шлейфов наклонены под углом до 15°. В бассейне р. Поди ледниково-пролювиальные отложения вытолкнут также эрозийные котловинообразные понижения.

История формирования рельефа

Формирование рельефа района началось с позднего мела, когда территория была выделена из-под уровня моря. Теплый и влажный климат способствовал энергичному выветриванию и образованию древних поверхностей выравнивания. К концу палеогена территория была пенепленизирована. Начал формироваться горный рельеф. В олигоцене заложились основа современной гидросети. Со второй половины неогена происходит возмещение территории. Оживившись при этом процессы эрозии и денудации привели к интенсивному расчленению района, выносу и накоплению обломочного материала в окраинных частях Средне-Амурской впадины. Очевидно, в этот период произошло окончательное заложение современной гидросети, ориентировка которой во многом определяется тектоническим строением района. В раннечетвертичную эпоху происходило дальнейшее поднятие горной области, что обусловило повсеместное уничтожение выровненных поверхностей. В средне- и позднечетвертичную эпоху рельеф формировался при относительно спокойном тектоническом режиме. Интенсивная донная эрозия сменялась боковой, что привело к образованию поверхностей аллювиальных террас. Климат-

тические условия в позднечетвертичную эпоху характеризовались чередованием периодов потепления и похолодания, что способствовало возникновению небольших ледников в наиболее возвышенных частях рельефа. В настоящее время район продолжает испытывать поднятие, причем более интенсивное в восточной части территории, о чем свидетельствуют высокие долины кличей и глубокий врез во-
допроводов.

Геоморфологические условия, сложившиеся в долинах рек, особенно благоприятны для формирования россыпей на западе района. Гидросеть в этой части территории заложилась в условиях умеренных тектонических поднятий, вследствие чего долины водотоков имеют хорошо вырабатанные продольный и поперечный профили и значительную мощность аллювиальных отложений. В частности, по руч. Болотистый можно ожидать россыпное месторождение золота.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Марганец

На левобережье нижнего течения р. Ингула в кремнистых породах подлинской толщи обнаружены гнезда до 15-20 см в поперечнике пиролит-пиромелан-родонитовых руд (IV-2-7), содержащие марганца в которых не превышает 1-3%. Это проявление связано, очевидно, с перестроением марганца в тектонически ослабленной зоне, рассекающей кремнистые толщи обычно с повышенной марганцеватостью и относится к малоперспективному типу.

Цветные металлы

Свинец

Небольшие по площади (6-8 км²) геохимические ореолы свинца в донных осадках гидросети (I-2-3; III-3-3, 8, 9; IV-4-2) с концент-
рацией металла до 0,003-0,05% типичны в основном к оловяноносным или вольфрамоносным узлам. При изучении последних установлено, что свинец в большинстве случаев проявляется в завершающие стадии гидротермального процесса. Присутствует он в виде галенита в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках на периферии минера-

лизованных зон и из-за низких концентраций (первые десятые доли процента) самостоятельного значения не имеет.

Цинк

Повышенные концентрации цинка (до 0,04%) довольно часто наблюдаются в донных осадках гидросети (I-2-1; III-2-1; III-3-5; IV-1-1, 2) и приурочиваются обычно к периферийным частям рудоносных (олово, вольфрам, золото) узлов, иногда подчеркивая зональное строение металлогенических зон. В минерализованных породах присутствует обычно железистый сфалерит. Максимальное содержание цинка (0,6%) выявлено в шедитоносных гранат-кварцевых метасоматах на участке Галке (III-4-1). Как и свинец, цинк самостоятельного значения не имеет.

Олово

Олово является одним из ведущих полезных ископаемых района. В пределах 7 шлиховых и 5 геохимических ореолов установлено 17 проявлений и точек минерализации олова. Все проявления с разной степенью детальности изучены лишь с поверхности.

Рудопроявление участка Кукури (I-4-1, 2) находится на правобережье р. Анды, в бассейне одноименного ручья. Здесь в ороговатых, окварцованных и хлоритизированных алевролитах верхнетурассового и верхнеюрского - нижнемелового возраста и редко метаморфических породах вскрыты минерализованные зоны трещиноватости северо-восточного направления и штокерки (площадь до 0,2-0,3 км²) маломощных (0,5-1 см) мусковит-кварцевых прожилков с арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, реже касситеритом, вольфрамитом и бериллом. Пржилки ориентированы в основном по азимуту 140-160°. Количество их на отдельных участках достигает нескольких десятков на один метр. Содержание олова в штифных пробах обычно не превышает 0,08-0,1%. Кроме олова, минерализованные породы содержат вольфрам (до 0,1%), медь и цинк (0,04-0,06%), мышьяк (0,6%), висмут, бериллий и литий (до 0,04%). Из-за низких содержаний олова рудопроявления самостоятельного значения не имеют. Учитывая же сходство минерализации и геологической обстановки участка с периферическими зонами бериллиевого месторождения Совинное (I-4, 5), где преобладают гипсометрически выше сменяются густой сетью мусковит-кварцевых прожилков, участок рассматривается как перспектив-

ный для поисков на глубине месторождения бериллия с сопутствующей оловянной и вольфрамовой минерализацией.

Рудопроизведение участка Хребто-ый (Ш-2-3, 4), расположенные в среднем течении р. Сооли, приурочены к северному эндо- и экзоконтакту интрузии палеогеновых гранитов, проявляющих алевриты, песчаники, реже кремнистые породы торфянистой тоши. К разрывам северо-западного направления приурочен ряд субпараллельных зон трещинизации мощностью 0,5-1,6 м, круто (50-80°) падающих на юго-запад, реже северо-восток. Минерализация представлена рассеянной вкрапленностью халькопирита, пирита, арсенопирита, касситерита, иногда вольфрамита. Содержание олова составляет 0,2-0,3% на 1 м мощности зоны трещинов, достигая в отдельных случаях 0,63-1,34%. Вместе с оловом в повышенных концентрациях (0,01-0,05%) присутствуют вольфрам, молибден, висмут, медь, иногда отмечается мышьяк (до 1-3%).

Рудопроизведение участка Восточный (IV-2-1, 3) находится юго-восточнее участка Хребтоый в аналогичной с ним геологической обстановке. Мощность отдельных трещиноватых зон здесь колеблется от нескольких сантиметров до 35 м. В северной части интрузии они группируются в полосу субмеридионального направления шириной до 250 м. Протяженность зон не установлена. Содержание олова в трещинах лишь в единичных пробах достигает 0,2% (в одной заливочной пробе - 6,98%). Обычно же оно ниже (0,01-0,03%). Однако находки обломков трещинов в нижнем течении р. Ингула с повышенным (до 0,1%) содержанием олова (IV-2-5) расширяют перспективы участка.

Рудопроизведение олова и вольфрама участка Кадди (IV-3, 1) расположено на правобережье одноименной реки. Гидротермальная деятельность проявилась в образовании кварц-мусковитовых и кварцевых жил и прожилков, образующих штокверковое тело площадью около 0,4 км² в южной экзоконтактовой зоне интрузии палеогеновых гранитов. Плотность жил и прожилков низкая, однако встречаются интервалы сближенных жил. Простирающиеся на северо-восточное, падение крутое (60-80°) на северо-запад или юго-восток. Мощность жил 5-15 см, в разрывах достигает 40 см, протяженность - более 100 м. Касситерит, а также вольфрам фиксируются в жилах визуально. Кроме того, наблюдаются гнезда арсенопирита, халькопирита, пирита. В пересечениях на всю мощность жилы содержат до 1,27% олова. Содержание вольфрама достигает 0,3%. В таких же концентрациях встречается свинец и

цинк. В некоторых пересечениях установлен молибденит (содержание молибдена не определялось).

Другие рудопроизведения (II-3, 1; II-2, 5; II-3, 4, II, 13; II-4, 5; IV-2, 6; IV-4, 1, 3) из-за низких содержаний олова и сопутствующих элементов или из-за небольших параметров рудных тел получили отрицательную оценку с точки зрения рудности. Рудную минерализацию несут в основном тонкие (1-2 мм, редко до 5-15 см) кварцевые прожилки, сопровождающиеся слабой хлоритизацией и сульфидизацией вмещающих пород. На участке Афродита (II-4, 5) такие прожилки группируются в линейную зону протяженностью до 900 м и шириной 100-250 м при частоте 4-5 прожилков на один метр. На участке Томчи (II-3, 4) помимо окварцевания наблюдается турмалинизация, представляющая гнездами и прожилками турмалина мощностью до 1-3 см, иногда зонами кварц-турмалиновых пород мощностью 15-20 см. На участках Березовый (II-3, 1) и Бужданий (IV-2, 6) оловянную минерализацию несут зоны интенсивно катаклазированных и брекчированных пород. Содержание олова на всех этих проявлениях составляет не более 0,01-0,05% и лишь в единичных штучных пробах на участке Длинный (IV-4, 1) и в верховьях р. Сооли (II-3, 13) достигает 0,2-0,5%.

Шлиховые ореолы рассеяния касситерита (I-4, 8; II-3, 2; II-3, 7; II-4, 4; IV-2, 8; IV-3, 2; IV-4, 4) занимают около 800 км² площади листа. Повышенные концентрации касситерита в шлихах (до 3-4 г/м³, редко 30 г/м³) отмечаются преимущественно вблизи выявленных рудопроизведений. Вероятность выявления промышленных россыдей очень мала из-за мелких размеров (менее 0,1 мм) зерен касситерита в аллювии.

Металлометаллические ореолы рассеяния олова (I-4, 6; II-3, 3; II-2, 6; II-3, 12; II-4, 2) с содержанием металла в пробах донных осадков 0,0005-0,05% расположены, как правило, в пределах шлиховых ореолов касситерита, оконтуривая более перспективные оловоносные площади. В пределах этих площадей и выявлены описанные выше рудопроизведения.

Мышьяк

Мышьяк обычно сопровождается вольфрамом и оловянной минерализацией и установлен в единичных штучных пробах на участках Куптурку, Березовый, Хребтоый, Томчи, Талке в количестве до 0,3-1%, редко 3%. В верховьях р. Анди выявлен металлометаллический ореол рассеяния мышьяка (IV-4, 2) с содержанием металла в пробах

донных осадков 0,005-0,01%. Из-за низких содержаний и рассеянного характера минерализации мыльняк практического значения не имеет.

Р е д к и е м е т а л л ы и р а с с е я н н ы е э л е м е н т ы

Молибден

На участке Хребтовый в кварцевом прожилке содержится 0,1% молибдена (III-3,2). Металлогенетические ореолы рассеяния молибдена с повышенными (до 0,002%) содержаниями металла в пробах донных осадков объединяются с металлогенетическими ореолами цинка (III-2,1), свинца (III-3,3) или олова (III-3,12). Гидротермально-измененные породы в пределах ореолов содержат до 0,001-0,05% молибдена.

Молибден выступает в роли сопутствующего элемента и самостоятельного значения не имеет.

Вольфрам

Вольфрам часто ассоциирует с оловом и относится к числу ведущих элементов в районе. Шлиховые ореолы шеелита (I-3,4; I-4,4; IV-2,8), а также шеелита и вольфрамита (III-4,3,6; IV-3,2; IV-3,3) приурочены к выходам как палеогеновых, так и раннемиловых гранитов. Наиболее же контрастные ореолы шеелита с содержанием минерала до нескольких граммов на 1 м³ концентрируются вблизи интрузий раннемиловых гранитов. Причем в этих случаях касситерит имеет подчиненное значение. Практический интерес представляют ореолы в бассейнах рек Талке (III-4,3) и Хор (IV-3,3). В бассейне р.Талке шлиховой ореол шеелита и вольфрамита сопровождается металлогенетическим ореолом (III-4,2) олова (0,003-0,006%) и вольфрама (0,01-0,02%). В его пределах выявлены рудопроизведения вольфрама участка Талке. Ореол в бассейне р.Хор не изучался.

Р у д о п р о я в л е н и я у ч а с т к а Т а л к е (II-4,1; III-4,1) расположены среди ороговивованных кремнисто-терригенных отложений торфянистой и полинской толщ, в различной степени насыщенных пластовыми телами вулканитов основного состава и прорванных потоком раннемиловых гранитов, а также многочисленными разновозрастными дайками. Разрывы представлены сборо-

сами северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений и сопровождаются тектоническими брекчиями и окварцеванием пород. Практически повсеместно в ореолах контактово-ороговивованных пород наблюдается метасоматическое окварцевание и рассеянная сульфидизация. Вольфрамовая минерализация приурочена к кварцевым жилам и гранат-кварцевым метасоматам.

Кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом и шеелитом локализованы в зонах разломов северо-западного направления (II-4,1), вдоль которых они располагаются кулисообразно, простираясь по азимуту 120-200° и полого (15-50°) погружаясь на запад и юго-запад. Мощность жил 5-20 см, редко достигает 60 см, протяженность не превышает первых десятков метров. Плотность в среднем составляет 2-3 жилы на 5 м. Наблюдается также зоны тонкопородной минерализации. Вольфрамит сосредоточен в височем боку жил. Шеелит распределен неравномерно, а крупные его зерна (1-3 мм, редко до 5 мм) располагаются у залыбандов жил. Содержание вольфрама в жилах достигает 0,2%, редко 1-3%. В некоторых жилах наблюдаются оторочки грейзенизированных пород, содержащие до 1% вольфрама, представленного шеелитом.

Гранат-кварцевые метасоматы обнаружены среди песчаников в виде тела округлой формы около 4 м в поперечнике (III-4,1). Контакты тела довольно полого (50°) падают в сторону вмещающих отложений. Метасоматы состоят из розового граната (40%), серого кварца (20%), кальцита (20%), клинопироксена (5-10%), клинохлора (1-2%), эпидота (5-10%) и переменного количества рудных минералов (до 5%) - пирротина, халькопирита, шеелита. Содержание вольфрама при равномерном распределении его в породах составляет 0,2-0,4%. Тело метасоматов заслуживает изучения на глубину. Перспективы участка Талке могут быть расширены также за счет обнаруженных в дельте юго-западной части шлихового ореола окварцованных и сульфидизированных пород (III-3,1,2) с содержанием вольфрама 0,3%.

Бериллий

Бериллий образует геохимический ореол в среднем течении р.Мани (I-3,3) с содержанием металла в пробах донных осадков от 0,0004 до 0,001%, установлен в грейзенизированных гранитах в бассейне р.Игула (IV-2,4) в количестве 0,08%, а также обнаружен совместно с оловом обширный (12 км²) металлогенетический ореол (I-4,6) с содержанием 0,001-0,06% на левобережье среднего

течения р. Анди, где выявлено и изучено с поверхности месторождение Совинное.

Месторождение бериллия Совинное (1-4,5) приурочено к интрузии палеогеновых биотитовых гранитов, проявляющих и интенсивно контактово метаморфизующих осадочные породы верхнего триаса. В андо- и эвакоконтактах интрузии развита зона кварц-мусковитовых трейзенов с бериллом, жилы и прожилки кварца с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Зоны трейзенов обнажаются в виде двух полос шириной 20-80 м (до 120 м), прослеженных согласно контактам интрузии на 1650 и 850 м и имеющих азимуты падения соответственно 310° и 115° под углом 40° и 30° . В пределах этих зон выделено три рудных тела мощностью 0,5-8 м с содержанием окиси бериллия от 0,05 до 1,62% (среднее содержание 0,12-0,26%). Кроме бериллия, в трейзенах установлен молибден (0,006%), вольфрам (до 0,3%), олово (до 0,02%), литий (до 0,1%) и висмут (до 0,1%). В кварцевых жилах мощность до 30 см наблюдались крупные кристаллы мориона и берилла, содержание которого не определялось. По запасам бериллия месторождение относится к категории средних. После изучения рудной точки в бассейне руч. Куптурку (1-4,3), где в трейзенах наблюдались кристаллы берилла, возможно расширение перспектив месторождения Совинное.

Нисобий

В бассейне среднего течения р. Мани в штурфных пробах из брекчированных окварцованных песчаников верхнетурассового возраста установлены повышенные (до 0,01%) содержания нисобия (1-3,2). В этом же районе нисобий отмечен в нескольких пробах дольных осадков турассети в количестве 0,003%. Практического значения выявленные проявления нисобия не имеют.

Ртушь

Куповарь обнаружена в отдельных шлихах в количестве 1-2 зерен и имеет единичные площадки распространения с проявлениями золота. В связи с рассеянным характером ртутной минерализации перспективы выявления месторождений ртуты оцениваются отрицательно.

Висмут

Висмут обнаружен в единичных шлихах в виде базобисмутита. Последний образует небольшой (9 км²) шлиховой ореол с редкими зернами минерала в шлихах лишь в верховьях р. Толчи (Ш-3,6). Шлифным отпробованием гиротермально-измененных пород висмут установлен в количествах 0,002-0,05%, редко (месторождение Совинное) до 0,1%. Как видно из результатов отпробования, практически интересных проявлений висмута не обнаружено.

Благородные металлы Золото

Проявления золота сконцентрированы в основном в Западно-Сихоте-Алинской вулканогенной зоне и в одноименном синклинии в полосе шириной 7-8 км, простирающейся к Центральному Сихоте-Алинскому шву. Изучено несколько проявлений, среди которых наибольший интерес представляли рудопроявления участков Джугли, Кварцевый и Боготистый.

Рудопроявление участка Джугли (1-2,2) расположено на левобережье нижнего течения р. Тормасы, в бассейне одноименной реки. На участке развиты верхнемоловые андезиты, проявляющие эволюционные интрузии габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранитов. Вдоль разломов северо-восточного направления проявлены пиритизация и эпидитизация андезитов, наблюдаются тонкие прожилки кварца, часто отмечаются кварц-анцигузит-альбитовые метасоматиты с густой вкрапленностью сульфидов. В устье долины р. Джугли такие породы образуют поле протяженностью около 800-900 м и шириной до 250 м. Через биотит-кварц-плагноклазовые, кварц-мусковит-плагноклазовые и биотит-актинолит-эпидит-плагноклазовые метасоматиты они постепенно переходят в неизмененные андезиты. В метасоматитах установлены убогие содержания золота (0,01-0,5 г/т), а также молибдена (до 0,003%), меди и свинца (до 0,01%), цинка (до 0,03%) и серебра (до 0,001%). К полям метасоматических измененных пород и к выходам эволюционных интрузий кварцевых диоритов тяготеет малоконтрастные металлогенетические аномалии золота. Учитывая результаты работ на участке Боготистый, можно предположить, что золотая минерализация здесь также связана с телами кварцевых диоритов. Выходы метасоматитов, очевидно, указывают на наличие подобных

интрузий под этими породами. То есть для окончательной оценки рудопроведения необходимо изучение его на глубину.

Рудопроизведение участка кварцевых и (1-2,4) находится на левобережье р.Тормасу, в ее среднем течении. Золото в количестве до 1 г/т сконцентрировано здесь в кварцевых прожилках мощностью до 20 см, распространённых среди валунных песчаников в тектонически ослабленных зонах преимущественно субширотного направления. В повышенных концентрациях отмечаются также свинец (до 0,4%), цинк (до 0,06%), молибден (0,01%, иногда до 0,1%), сурьма и олово (до 0,01%). В делювиальных бортовых долинах ручья, размывшего андезиты самаринской свиты, установлено до 21 мг золота на 0,02 м³ породы. Размер золотинок 0,1-0,5 мм, достигает иногда 1 мм (одно зерно - 2,5х2,9 мм). Коренные источники золота не установлены. Участок подлежит дальнейшему изучению с применением на первой стадии поверхностных работ.

Рудопроизведение участка Болотистый расположен в верховьях одноименного ручья, являющегося правым притоком р.Сооли в ее среднем течении. На участке в эрозийном окне среди базальтов кизинской свиты обнажаются терригенные отложения берриаса и валанжина, прорванные интрузией кварцевых диоритов эоценового возраста и частично перекрытые андезитами кузнецовской свиты. Широко распространены дайки диоритовых порфиритов, выполняющие трещины преимущественно северо-западного направления. Гидротермальная деятельность проявлена в виде метасоматического окварцевания и турмалинизации. Развита также сульфидизация дайковых пород и в незначительной степени диоритов, которые участками альбитизированы. Контрастный металлогенетический ореол золота площадью около 2 км² (Ш-1,3) с содержанием металла от 0,01 до 1-3 г/т приурочен к выходу интрузии кварцевых диоритов и ее юго-восточному экзоконтакту. В шлиховых пробах из делювиальных отложений от 1-2 до 50 знаков золота на шлах (0,02 м³). Обычно количество золотинок, приходящихся на 1 мг, не превышает 20-25, и лишь иногда 2-3 золотины имеют вес 1-3 мг. Выявленное рудопроведение в пределах интрузии (Ш-1,1) представлено двумя сближенными зонами дробленых, интенсивно альбитизированных и метасоматически окварцованных диоритов мощностью 0,3 и 0,7 м, падающими под углом 45-50° на северо-запад. Содержание золота в зонах достигает 10 г/т. Здесь же отмечается до 5 г/т серебра и повышенное количество меди (до 0,1%). Слабо окварцованные диориты вне зон содержат 0,4-0,6 г/т

золота. В осадочных породах промышленные содержания золота (до 11 г/т) приурочены к кварц-турмалиновым метасоматам (Ш-1,2), часто встречающимся в делювии. Кроме золота, в них отмечаются повышенные концентрации серебра (до 4,2 г/т) и меди (до 0,06%). Вскрытая в коренном залегании зона кварц-турмалиновых метасоматов с содержанием золота 1,4 г/т имеет мощность 10-15 см и круто (60-70°) падает на юго-запад. В количествах от 0,01 до 0,4 г/т, реже более, золото постоянно присутствует в слабо турмалинизированных алевролитах и сульфидизированных дайковых породах. Образованный за счет разрушения коренных источников шликовой ореол рассеяния золота в бассейне ручья Болотистый (Ш-1,4) имеет площадь 35 км². Оконтурен он по 36 шхам (из 43 десятков знаков на шлах). Полученные результаты позволяют считать участок Болотистый первоочередным объектом для постановки поисковых работ как на коренное, так и на россыльное золото.

Кроме описанных выше проявлений, золото в количестве до 0,5 г/т установлено в кварц-сульфидных прожилках среди катактазированных гранодиоритов позднего мела на левобережье верхнего течения р.Тормасу (П-2,2) и в лимонитизированных и окварцованных песчаниках свиты Канца на левобережье среднего течения р.Тормасу (П-2,1). В междуречье Тормасу - Ангий, на севере района, в 12 шлиховых пробах из делювиальных отложений от 2 до 6 знаков золота на шлах (1-3,1). Коренные источники этого золота не выявлены.

Серебро

Геохимический ореол серебра площадью 14 км² с содержанием металла в пробах донных осадков 0,00003-0,0001% выявлен в верхнем течении р.Ангий (IV-4,4) в комплексе с мышьяком и свинцом. По результатам спектрального анализа шлифов проб, содержание его не превышает 0,001%. Рудопроведение серебра, представляющее субширотного направления кварца, структурированными в зоне течения р.Сооли (IV-2,2). Содержание металла в отдельных шлифовых пробах достигает здесь 0,01%. Повышенные концентрации серебра (0,005%) выявлены также в окварцованных песчаниках в верховьях р.Подли (Ш-2,10).

Полученные данные не определяют однозначно перспектив района на выявление месторождений серебра.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Район располагает практически неисчерпаемыми запасами гвлечников, пригодных для приготовления бетона и дорожного строительства. В качестве бутового камня могут быть использованы все магматические породы. Объемный вес гранитов и андезитов 2,50-2,61 г/см³, водопоглощение - 0,44-0,56%, плотность - 2,65-2,80 г/см³. Значительные запасы глин сосредоточены в междуречье Андий - Манома в отложениях приамурской свиты. Горизонты глин мощностью от 1 до 2 м выявлены также в четвертичных отложениях долины верхнего течения р.Тормасу и в устье р.Якичи. На левобережье нижнего течения р.Сооли в поймове покрыва миоценовых базальтов встречены элювиальные глины коры выветривания андезитов кузнецовской свиты мощностью более 2 м. Эти глины содержат не более 0,5% крупнозернистых включений и около 25% песчаных частиц. Пластичность их характеризуется следующими цифрами: верхний предел - 33,38, нижний - 21,81, число пластичности - 11,57. Хорошо сортированные пески имеют незначительное распространение. Необходимые объемы их можно получить путем отсева гравийно-галечного материала.

Распространенные на левобережье р.Тормасу розовые щелочные граниты пригодны для монументального строительства. Базальты кизинской свиты могут быть использованы как петругрическое сырье.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические особенности района предопределены интенсивной расчлененностью рельефа, наличием мощных зон трещиноватости, развитием островой многолетней мерзлоты и неравномерным выпадением атмосферных осадков. По условиям залегания и характеру циркуляции среды подземных вод выделяются пластово-поровые и трещинные.

Пластово-поровые воды можно разделить на верховодку, воды элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений.

Верховодка отмечается на поверхности террас и пологих склонов. Ее появление связано с наличием на небольшой глубине водоупорных прослоев суглинков, глин, а также линз многолетнего и сезонного льда. Режим верховодки всецело зависит от количества атмосферных осадков. Не имея подземного стока, верховодка выхо-

дит на поверхность, образуя заболоченные участки. Воды этого типа непригодны для питья из-за повышенного содержания гуминовых кислот и железа.

Воды элювиально-делювиальных отложений безнапорные, приурочены к рыхлым образованным, почти сплошным чехлом покрывающим водораздельные пространства района. Водоупором этих вод служат коренные породы. Питание их происходит за счет атмосферных осадков и потока трещинных вод. Воды имеют отрицательные выходы на поверхность и наблюдаются в виде слабых (дебит от 0,03 до 0,4 л/с) потоков под крупнообломным материалом делuvia. По химическому составу они гидрокарбонат-сульфатные или хлоридные кальциево-натриевые с общей жесткостью 0,35-0,40 мг.экв/л. Реакция среды слабощелочная (рН=6,2-6,8). По физическим свойствам воды прозрачные, без запаха, пригодны для питья, но иногда содержат глинистый осадок.

Воды аллювиальных отложений значительны по запасам и распространены в речных долинах. Водоупором для них также служат коренные породы. Наиболее водообильны отложения поймы. Глубина залегания вод в зависимости от количества выпадаемых осадков и уровня воды в реках колеблется в пределах 0,2-3 м. Дебит вод достигает 1 л/с. Питание водоносных горизонтов происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, речной сети, а также за счет потока трещинных вод. Дренаживание осуществляется речной сетью и за счет родников в уступах террас. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с общей жесткостью 0,10-0,44 мг.экв/л. Реакция среды слабощелочная (рН=5,7-6,9). По физическим свойствам воды пресные, прозрачные, без запаха и цвета, пригодные для хозяйственных нужд и питья. Минерализация их незначительна (26-56 мг/л).

Трещинные воды в районе связаны с верхней частью зон тектонического дробления и трещиноватости в осадочных и магматических образованиях. Режим трещинных вод зависит от сезонных колебаний количества атмосферных осадков. Разгрузка вод обычно происходит в долинах водотоков, реже на склонах в виде родников. Дебит родников не превышает 0,5-1,0 л/с, температура воды - 5-7°C. Водоносность горизонтов зависит от характера и интенсивности трещиноватости коренных пород. Наиболее водообильны интрузивные породы, отличающиеся хорошо развитой системой протяженных трещин. Дренажирующие их ручьи характеризуются устойчивым расходом и не пересыхают даже в засушливые времена года. Воды зон трещиноватости в осадочных образованиях имеют

минерализацию 30-50 мг/л, по составу являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми с общей жесткостью до 0,55 мг-экв/л. Реакция среды слабощелочная (рН=6,5-6,8). Химический состав вод магматических образований зависит от локальных условий циркуляции вод и химического состава водонасещающих пород. Чаще они гидрокарбонатно-натриево-хлоридные с преобладанием катионов Са, Na, Mg. Общая жесткость вод колеблется от 0,15 до 52 мг-экв/л, реакция среды слабощелочная (рН=6,2-6,8), минерализация составляет 25-57 мг/л. По физическим свойствам трещинные воды без запаха и цвета, приятные на вкус.

Все типы подземных вод, кроме верховодки, отвечают требованиям, предъявляемым к водам для питьевых и технических целей. Наиболее значительные ресурсы их приурочены к речным долинам, где возможно использование вод аллювиальных отложений совместно с трещинными.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В пределах территории листа можно выделить две крупные металлогенические зоны, границей между которыми является Центральная Сихоте-Алиньский шов, — западную и восточную.

Западная зона отличается от восточной пологим рельефом, напряженностью поля силы тяжести, более интенсивным и резким дифференцированным магнитным полем, широким распространением покровов вулканитов позднего мела, зоцена, миоцена и проявлением зоценового интрузивного магматизма. Характеризуется эта зона наличием в ее пределах в основном проявлений золота.

Восточная же зона представлена широким спектром проявлений различных рудных элементов, из которых определяющими являются оловянно-вольфрамовые и бериллиевые. Проявления этих металлов как просторанственно, так и генетически связаны с различными по составу и возрасту интрузивами. Так, кварцевые диориты зоценового возраста специализированы на золоте. С палеогеновыми биотитовыми гранитами связаны наиболее перспективные проявления олова и месторождения бериллия, а также слабый вольфрамовый, висмутовый и молибденовый минерализация. Перспективные проявления вольфрама обнаруживают связи с раннемеловыми высокоглиноземистыми гранитами. Для локализации различного оруденения биотитовая и вмещающая среда. Так, для образования месторождений типа вольфрамоносных скварнов биотитовыми являются спилиты и известняки, в наибольшей степени насыщенные пермские и триасовые толщи.

Наиболее перспективные проявления золота концентрируются в алевритовых нижнего мела. Толщи алевритового состава являются биотитовыми средой и для локализации оловянной и другой минерализации в районе. В хрупких и трещиноватых кремнистых породах и в мощных пластах песчаников минерализация носит рассеянный характер.

Степень поисковой изученности района довольно высокая. Чуть меньше половины территории листа охвачено поисково-съемочными работами масштаба 1:50 000. Подавляющее большинство перспективных площадей уже опосредованы в различной степени детально, в том числе близкой к масштабу 1:10 000. В связи с этим вероятность обнаружения новых рудопроизводящих, более перспективных с поверхности чем известные, очень низка. Для окончательной же оценки известных участков необходимо проведение дополнительных работ, так и работ по оценке проявлений на глубину.

Полезными ископаемыми, представляющими практическую ценность в районе, являются золото, олово, вольфрам и бериллий. На изучение проявлений этих металлов и должны быть направлены дальнейшие поисковые и поисково-разведочные работы. Очеречность изучения отражена на рис.3.

К объектам первой очереди отнесены рудопроизводящие участки Болотистый, где рекомендуется постановка поисково-оценочных работ с применением поверхностных горных выработок в большом объеме, а также бурения как в пределах участка, так и на его флангах. Работы должны быть направлены не только на заверку металлогенических ореолов и изучение коренных проявлений золота, но и на оценку аллювиальных и делювиальных россыпей в верховьях р. Болотистый. Одновременно с целью наращивания перспектив золотого оруденения участка, рекомендуется провести геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1:50 000 в западной части района на площади 1020 км² (три листа масштаба 1:50 000), где работы данного масштаба не проводились. Одной из основных предпосылок для постановки этих работ (кроме прямых признаков золотой минерализации) является распространение интрузивных зоценовых кварцевых диоритов и кварцевых диоритовых порфиритов, с которыми установлена генетическая связь золотого оруденения. Организационно работы в этом районе облегчатся наличием автомобильных лесовозных дорог. К площадям работ первой очереди отнесен также шликовой ореол рассеяния швеллера и вольфрамита в бассейне р. Хор, где рекомендуется проведение поиско-

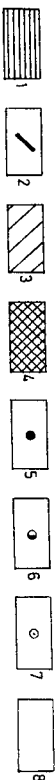
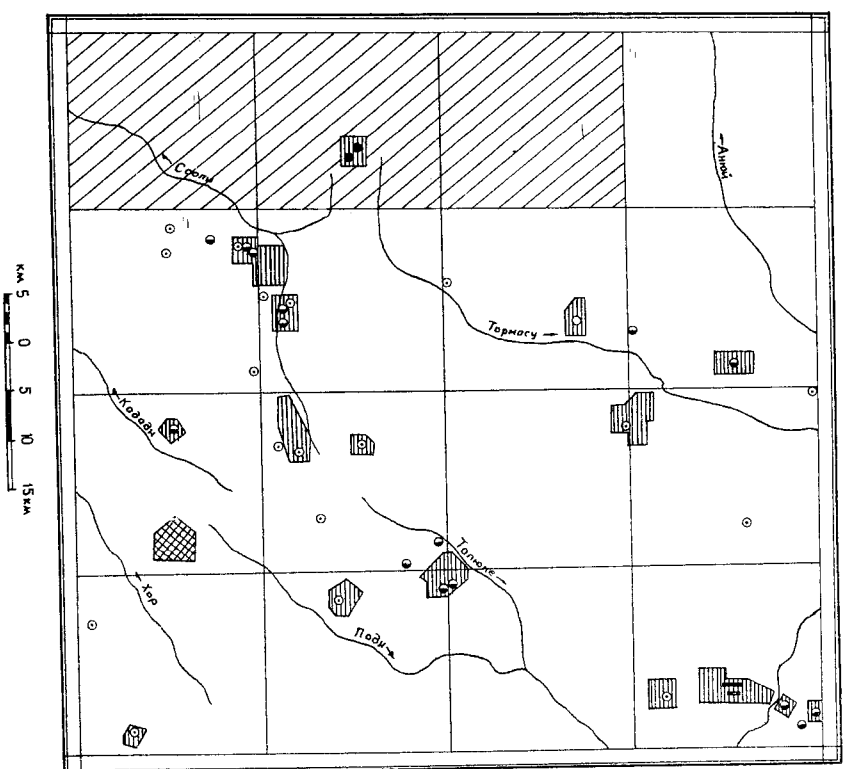


Рис.3. Карта оценки перспектив территории листа М-53-XXX

1 - участки, изученные с применением геохимических методов поисков масштаба 1:10 000; 2 - рудные поля месторождения; 3 - площади, рекомендуемые для постановки поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 в первую очередь; 4 - площади, рекомендуемые для постановки поисковых работ с металлотрической съемкой масштаба 1:10 000 в первую очередь; 5 - проявления полезных ископаемых, рекомендуемые для постановки горных и буровых работ в первую очередь; 6 - то же, во вторую очередь; 7 - рудопроявления, получившие отрицательную оценку с поверхности; 8 - площади малоперспективные

ных работ на вольфрам масштаба 1:10 000 с полным комплексом современных поисковых методов, в том числе металлотрической съемки и поверхностных горных работ.

К объектам второй очереди отнесены участки, в пределах которых установлены рудопроявления, требующие продолжения поисковых работ, но в силу географических и экономических причин проведение поисков на этих объектах в настоящее время затруднительно и нецелесообразно. Так, такие рудопроявления золота как Джугли и Кварчевый в случае выявления промышленного месторождения на участке Боготистый, будут служить объектами для дальнейшего расширения перспектив золотоносности всего района. Изучение точечки минерализации в среднем течении р. Анди и глубоких горизонтов на рудопроявлениях участка Куптурку позволит увеличить перспективы месторождения бериллия Совинное. Для установления промышленной ценности перспективных рудопроявлений участков Талке (вольфрам) и Кадаци (олово, вольфрам) необходимо продолжить доизучение их на глубину. Таких же работ, а также прослеживания рудных тел с поверхности требуют рудопроявления олова на участках Встречный и Хребтовый. На остальных рудопроявлениях, получивших отрицательную оценку с поверхности, нельзя отрицать наличие промышленных концентраций полезных элементов на глубине. Эти площади должны служить объектами для расширения перспектив района при получении положительных результатов на вырощенных рудопроявлениях.

Остальная площадь листа в настоящее время не представляет практического интереса. Тем не менее, в ее пределах установлены проявления олова, вольфрама, золота, свинца, цинка, меди и других полезных ископаемых, зафиксированные в разобщенных проявлениях или в виде ореолов и потоков малой интенсивности, что может свидетельствовать о глубоком залегании рудных полей.

ЛИТЕРАТУРА ОПУБЛИКОВАННАЯ

1. Б е л ь т е н е в Е.Б. Геологическая карта Хабаровского края и сопредельных площадей Амурской области, Приморского края и Якутской АССР в масштабе 1:500 000. Объяснительная записка. 1969.
2. Б е л ь т е н е в Н.А. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. Докл. АН СССР, т.103, № 1, 1965.

3. Бичков Д.М. Норийские сиренины Северо-Востока СССР и вопросы систематики трахитеритид. Палеонтологический журнал № 4. Недра, 1975.
 4. Воронцов Н.Н., Абрамсон Б.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серии Сихота-Алинская, лист М-54-ХІХ, 1955.
 5. Ганешин Г.С. Четвертичное оледенение Северного Сихота-Алиня. - Мат-лы по четверт. геол. и геоморф. СССР, вып. 2, 1959.
 6. Геологическая карта СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. М., Недра, 1966.
 7. Иванов В.А. Центральный Сихота-Алинский разлом (сдвиг). Докл. АН СССР, т. 138, № 4, 1961.
 8. Иванов В.А. Центральный Сихота-Алинский разлом. Владивосток, 1972.
 9. Изов Э.П. Схема расчленения интрузий Северного Сихота-Алиня и ближайших районов левобережья р.Амур. Докл. АН СССР, т. 134, № 1, 1960.
 10. Изов Э.П., Кунаев И.В., Русс В.В. Металлогеническая карта Северного Сихота-Алиня и левобережья Амура масштаба 1:500 000. Недра, 1964.
 11. Изов Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В. Интрузивные серии Северного Сихота-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., Наука, 1967.
 12. Мартынов М.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-54-ХХУ. 1975.
 13. Потапов С.В., Спирин Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмозонирования в Хабаровском крае. Советская геология, 1979, № 3.
 14. Степанов Г.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-53-ХХХУ, 1960.
 15. Харитонов Г.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-53-ХХІХ. 1963.
- Фондованх/
16. Аношкин В.И., Гофман Н.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейне среднего течения

х/ Работы находятся в фондах ЦО "Дальгеология".

р.Хор. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, проведенного Гаврилинской партией в 1975-1977 гг. на площади листа L-53-У). 1979, № 018632.

17. Белого В.Н. Результаты правиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 на Северном Сихота-Алине и между реками Амур - Амгуль - Уда. 1966, № 011213.

18. Белыев Е.Б. История геологического развития Дальнего Востока в палеозое и мезозое (в пределах Хабаровского края). 1960, № 13632.

19. Брудицкая Е.П., Третьякова Л.Д. Палеонтологическое обоснование расчленения морских триасовых, юрских и меловых отложений Северного Сихота-Алиня и Нижнего Приамурья. 1977, № 18121.

20. Воларович Г.П. Геологические исследования в Северном Сихота-Алине. 1934, № 03475.

21. Глушков А.П. Геологическое строение и рудоносность бассейна верхнего течения р.Андр. 1950, № 02573.

22. Глушков А.П., Варфоломеев Э.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тор-масы, Богбасы, Соломи. 1954, № 04418.

23. Голков В.А. Отчет о результатах работ Андийской геофизической партии за 1961 г., 1962, № 09396.

24. Голков С.В. Отчет о результатах работ Приамурской взоргеофизической партии за 1970-1971 гг. 1972, № 015113.

25. Демин А.В. Рудопроявления редких металлов в бассейне среднего течения р.Андр. 1959, № 07711.

26. Демин А.В. и др. Геодинамическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Андр. 1960, № 08401.

27. Дюпир С.Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Хор, Чуи и Тормасы. 1941, № 03484.

28. Дюмович В.А. и др. Отчет о результатах геолого-съемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне р.Тор-масы. 1976, № 017699.

29. Дюмович В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа М-53-ХХ. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, проведенного Соо-лийской партией в 1977-1978 гг.), 1979, № 018828.

30. Елисеев В.К. и др. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Чуен и Кафе. 1949, № 02513.

31. Елисеев В.К., Дворак И.К. Отчет о геологосъемочных работах в масштабе 1:200 000 в бассейне среднего течения р.Андр. 1951, № 03608.

32. Исполнов В.А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах верхнего течения рек Анди, Хор и Поди. 1970, № 013912.

33. Исполнов В.А., Кришев Ф.Н., Серегин В.Ф. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Томчи, Сооли, Поди. 1973, № 015718.

34. Кабаков О.Н. Рудопроявления олова, вольфрама и молибдена в бассейне среднего течения р. Анди. 1955, № 04791.

35. Клыжко К.Ф., Змиевский В.П. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Бол.Эрхукули, Мал.Эрхукули, Таода, Манома. 1974, № 016663.

36. Конченко Л.И., Демин А.В. Отчет о поисковых работах в бассейнах рек Кадади, Томчи и Яро. 1958, № 06728.

37. Кузьменко С.П. и др. Геологическое строение, полезные ископаемые, гидрогеологические и инженерно-геологические условия листов М-53-ХП, ХХП, ХХЛУ. 1979, № 016688.

38. Лапидус С.Н. Результаты поисковых работ в верховьях р.Хор. 1957, № 01149.

39. Мартындк М.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихота-Алинская, лист М-54-ХХУ. Обязательная записка. 1972, № 015212.

40. Матвеев Б.Г. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне среднего течения р.Дамы. 1969, № 013423.

41. Метелева Л.С., Шапочка И.И. Карта анимального магнитного поля СССР масштаба 1:200 000. 1967, № 013747.

42. Мотора А.И. и др. Отчет о результатах работ, проведенных Андийской геофизической партией № 7 в бассейне среднего течения р.Анди. 1958, № 07000.

43. Осипов Н.Г. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Дурмина, Сидими и верховьев Обора. 1975, № 017137.

44. Палагин А.В., Мартындк М.В. и др. Геология и металлогенетические особенности Бута-Копинского рудного района. 1967, № 012657.

45. Плотноиков И.А., Суслов А.М. и др. Андийское месторождение бериллия. 1960, № 008359.

46. Плотноиков И.А., Мартындк С.О. Отчет по теме № 105: Выявление перспектив рудоносности Западного

Сихота-Алиня и составление прогнозной металлогенетической карты масштаба 1:200 000. 1972, № 015155.

47. Попов А.И. и др. Отчет о геологической съемке и поисках в масштабе 1:200 000, проведенных партией № 2 в верховьях бассейна р.Хор. 1954, № 04415.

48. Проскуряков В.Е. Рудопроявления в верховьях р.Хор (реки Кадади, Сооли, Ингула, Сиктай, Томчи). 1955, № 04790.

49. Рейлиб З.А. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, проведенной Андийской партией. 1973, № 015665.

50. Ривов Л.И. Отчет Дальневосточной аэромагнитной партии. 1958, № 06859.

51. Савченко А.И. Геологическая карта Северного Сихота-Алиня и прилегающего к нему левобережья р.Амур масштаба 1:500 000. 1961, № 09950.

52. Серебряков Л.Н., Зыков В.Н., Савилов В.А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах среднего течения рек Анди и Поди. 1971, № 014504.

53. Шапочка И.И. Отчет о результатах аэрогеофизических работ Приморской партии. 1958, № 07557.

54. Широкан А.Н. Рудопроявления олова и вольфрама в бассейнах рек Куптурку и Томчи. 1956, № 05023.

55. Штейнберг С.Д. Литологическое изучение разреза мезозойских вулканогенно-кременистых и терригенных отложений Северного Сихота-Алиня. 1970, № 13981.

Приложение 1
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-53-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного иско- паемого и наимено- вание месторождения	Ссылка на ли- тературу (но- мер по списку)	Приме- чание
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Редкие металлы и рассеянные элементы				
Бериллий				
I-4	5	Совинное	25,34,45	

Приложение 2
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ М-53-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного иско- паемого и название (местонахождение) промышления	Ссылка на литерату- ру (номер по списку)	Примечание
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Марганец				
IV-2	7	Левобережье р. Ингула Озово	29	В дельте
I-4	1	Участок Кутурку	29,37,54	В коренном зале- гании
I-4	2	Там же	29,37,54	То же
II-3	1	Участок Березовый	28	"
III-2	3	Участок Хребтовий	33	"
III-2	4	Там же	33	"
III-2	5	Участок Встречный	33	"
III-3	4	Участок Томчи	33,36,54	"
III-3	11	Участок Вержовья Сооли	33,38	"
III-3	13	Вержовья р. Сооли	33	В дельте
III-4	5	Участок Адродига	52	В коренном зале- гании
IV-2	1	Участок Встречный	33,38	То же
IV-2	3	Там же	33,38	"
IV-2	5	Левобережье р. Ингула	29	В дельте
IV-2	6	Участок Вужданья	29	В коренном зале- гании

Приложение 3
СПИСОК ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИ-
МИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-53-XXX КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

1	2	3	4	5
I-4	1	Участок Длинный	32	В коренном зале- гании
IV-4	3	Участок Изобрунный	32	В делении
IV-3	1	Олово, вольфрам Участок Кадади	38	В коренном зале- гании
Ш-2	2	Молибден Участок Хребтовий	33	В коренном зале- гании
II-4	1	Вольфрам Участок Талке	29,52	В коренном зале- гании
Ш-3	1	Правобережье р.Талке	33	В делении
Ш-3	2	Левобережье р.Лоди	33	В делении
Ш-4	1	Участок Талке	29	В коренном зале- гании
Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы				
Золото				
I-2	2	Участок Душли	28	В коренном зале- гании
I-2	4	Участок Кваценьий	28,29	То же
Ш-1	1	Участок Болотистый	29	"
Ш-1	2	Там же	29	"
IV-2	2	Серебро Участок Крайний	33	"

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и название (мес- тонахождение) пункта минерализации, минера- логической и геохимиче- ской аномалии	Ссылка на литерату- ру (номер по списку)	Примечание
I	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Ц в е т н ы е м е т а л л ы				
I-2	3	Свинец Левобережье среднего течения р.Тормасу	28	Металлогенетиче- ский ореол в донных осадках
Ш-3	8	Верхнее течение р.Талке	33	То же
Ш-3	9	Верхнее течение р.Лоди	33	"
Ц и н к				
I-2	1	Междуречье Анди - Тормасу	28	"
Ш-3	5	Верхнее течение р.Томчи	33	"
IV-1	1	Правобережье р.Сооли	29	"
IV-1	2	Там же	29	"
Ц и н к , м о л и б д е н				
Ш-2	1	Междуречье Томчи - Сичку	33	"
О л о в о				
I-4	7	Река Мал.Лоди	42	Геохимическая аномалия

I	2	3	4	5
I-4	8	Среднее течение р. Анди, р. Мал. Поди	25, 26	Шлиховой ореол касситерита
II-3	2	Правобережье р. Тормасу	28	То же
II-3	3	Там же	28	Металлогенетический ореол в донных осадках
III-3	7	Верховья рек Сооли, Томчи	33	Шлиховой ореол касситерита
III-4	4	Верхнее течение р. Поди	52	То же
IV-4	4	Верхнее течение р. Анди	32	"
		Олово, молибден		
III-3	12	Верховья рек Сооли, Томчи	33	Металлогенетиче- ский ореол в дон- ных осадках
		Олово, вольфрам		
III-4	2	Среднее течение р. Талке	29, 52	Металлогенетиче- ский ореол в де- лвин
IV-2	8	Реки Сооли, Ингула, Сиктай	29, 33, 38	Шлиховой ореол касситерита и шелита
IV-3	2	Верхнее течение р. Капеди	38	Шлиховой ореол касситерита и вольфрамита
		Олово, серебро		
III-2	6	Реки Сооли, Ингула	29, 33	Металлогенетиче- ский ореол в дон- ных осадках

I	2	3	4	5
		Редкие металлы и распространенные элементы		
		Молибден, свинец		
III-3	3	Верховья рек Талке, Томчи	33	Металлогенетиче- ский ореол в дон- ных осадках
		Вольфрам		
I-3	4	Река Мани	29	Шлиховой ореол шелита
I-4	4	Междуречье Мани - Анди	29	То же
III-4	3	Междуречье Талке - Поди	29, 33, 52	Шлиховой ореол шелита и воль- фрамита
III-4	6	Междуречье Анди - Поди	52	То же
IV-3	3	Правобережье р. Хор	29	"
		Бериллий		
I-3	3	Река Мани	29	Металлогенетиче- ский ореол в дон- ных осадках
I-4	3	Руч. Куптурку	25	Минералогическая аномалия берилла
IV-2	4	Правобережье р. Ингула	29	Пункт минерали- зации
		Бериллий, олово		
I-4	6	Междуречье Анди - Мал. Поди	25, 42, 46	Металлогенетиче- ский ореол в де- лвин
I-3	2	Река Мани	29	Пункт минерали- зации
		Ниобий		

1	2	3	4	5
		Висмут		
Ш-3	6	Верховья р.Томчи	33	Шликовой ореол базовисмута
		Б л а г о р о д н н е м е т а л л ы		
		Золото		
I-3	1	Участок Ситби	28	Шликовая аномалия в долине
II-2	1	Участок Солнечный	28	Пункт минерализации
II-2	2	Верхнее течение р.Тормасу	28	То же
Ш-1	3	Участок Боготистый	29	Металлогенетический ореол в долине
Ш-1	4	Гуя.Боготистый	29	Шликовой ореол
		Серебро		
Ш-3	10	Истоки р.Поли	33	Пункт минерализации
		Серебро, мышьяк, свинец		
IV-4	2	Верхнее течение р.Ангий	32	Металлогенетический ореол в донных осадках

В брошюре пронумеровано III стр.

Редактор Г.Н.Лоталова
Технический редактор С.К.Леонова
Корректор Л.П.Сенникова

Сдано в печать 22.03.85. Подписано к печати 17.03.87.
Тираж 148 экз. Формат 60х90/16 Печ.л.7,0 Заказ 429 с

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
объединения "Совгеофонд"