

Министерство геологии СССР
ЧИТТИНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Западно-Забайкальская

Лист М-49-IV

ОБЪЯВИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили Л.Е. Эдельман, В.Г. Боролдина,
Н.Ф. Башурова
Редактор В.В. Старученко

Утверждено Научно-редакционным советом ВУГЕТИ
19 апреля 1976 г. протокол № 9

Редактор Т.Д. Никулина
Технический редактор Н.В. Парлюковская
Корректор Н.А. Сунюкина

Дано в печать 16/VI-1980 г. Подписано к печати 11/VI-1980 г.
Тираж 149 формат 60x80/16 Уч.-изд.л. 6 л. Заказ 0149
Ленинградская картофабрика
объединение "Аэрогеология"

Москва 1980

С о д е р ж а н и е

Введение	3
Геологическая изученность	4
Стратиграфия	7
Интрузивные образования	46
Лектоника	59
Геоморфология	70
Полезные ископаемые	71
Полезные воды	78
Оценка перспектив района	81
Литература	83
Список промышленных месторождений ...	86
Список непромышленных месторождений	87
Список проявлений полезных ископаемых	88

Стр.

В В Е Д Е Н И Е

Территория листа М-49-IV ограничена географическими координатами 51°20'-52°00' с.ш., 111-112° в.д. Она относится к Халкокомскому и Удатовскому районам Читинской области и Хоринскому району Бурятской АССР. Рассматриваемая площадь расположена в пределах Яблоновского и Пачан-Хуртайского хребтов и их отрогов (горы Агта, Обон), разделенных Халкокомской и Тарянской системами складки. Абсолютные отметки водоразделов колеблются от 1100 до 1592 м, их относительные превышения над денудационными горизонтами 100-400 м. Высота имеет ширину до 8 км и высоту отметки около 900 м.

Главнейшей рекой района является Халок (ширина русла до 30 м, глубина 1-2 м, скорость течения 0,7 м/с). В период осенних дождей ее уровень поднимается на 2-3 м. Основные притоки Халка - реки Хуртай, Улда, Зун-Неметей, Ортанка, Тарекя. Река северной части района - Кудун с притоками - относится к бассейну Удн.

Климат района резко континентальный. Средняя температура января -22°, июля - +25°. Продолжительность безморозного периода около 45 дней. Среднегодовая температура -3-5°, что обуславливает развитие острозимней многолетней мерзлоты, верхняя граница которой располагается на глубине 3-3,5 м. Глубина сезонного промерзания 2-2,5 м. Полное оттаивание завершается в конце июля - начале июля. Среднегодовое количество осадков 270 мм, 80-90% их выпадает в летний период, преимущественно в июле-августе.

Большая часть площади покрыта смешанной тайгой: сосна, реже лиственница, береза, осина, кедр. Топольно, строжовой и клещевник лес могут заготавливаться на месте.

Население района сосредоточено в долине Халка в дер. Харбатун, пос. Мотзон, деревнях Ухуртук, Улетка, Тайгут и др. Оно связано с остальной частью Читинской области автомобильными и железными дорогами. Основные пути сообщения являются лесовозные дороги, проложенные

практически по всем крупным пикам. Через вод шлюзель проложено железная дорога.

Обнаженность большей части территории Удомлетюркельная, по-разному мощности рыхлых отложений (30-100 м) отмечаются только в депрессиях.

Г Е О Л О Г И Ч Е С К А Я И З У Ч Е Н И О С Т Ъ

Первые сведения о геологическом строении района получены В.А.Обручевым и А.П.Терасимовым в 1895-1898 гг. По мнению этих исследователей, Западные Завалькелье сложное докембрические сланцами, тейвскими и гранитоидными раннепалеозойского возраста. Древний фунда-мент развит на систему горстов и грабенов. Последние выполнены вроскими угленосными отложениями.

Геологосъемочные работы масштаба 1:1 000 000, проведенные в 1939 г. А.А.Арсеневым и В.М.Клеменовым на правобережье Хулга [12], И.В.Кучинским и Н.С.Петвиной на левобережье этой реки [19], показали, что геологическое развитие района было многоэтапным. Этими исследователями разработана следующая схема стратиграфии и металогения: гудороко метаморфизованные породы нижнего палеозоя, возможно, докембрики; древнепалеозойские порфириты и интрузии тейвско-гранитов и габброидов; верхнепалеозойский интрузивный комплекс; мезозойский эйфувизно-но-интрузивный комплекс, включивший интрузии габбро-диабазов и внедрившиеся эйфувизно-осадочные образования, объединенные А.А.Арсеневым в пеган-хутейскую свиту; континентальная угленосная свита позднепалеока-раннемелового возраста; мезо-кайнозойский комплекс базальтоидов.

В результате геологосъемочных работ масштаба 1:200 000, а затем тематических исследований, проведенных в 1954-1961 гг. под руководством В.И.Федькина, были составлены геологическая, гидрогеологическая карта и карта полезных ископаемых листа М-49-IV. Авторами разработана также схема стратиграфии и металогения внесенных слоев в расчлененную выше схему. Установлено наличие каменноугольных отложений; думные уточнения: установлено наличие каменноугольных отложений из мезозойского эйфувизно-осадочного комплекса выделены карбонатная свита среднеюрских терригенных пород; пеган-хутейская свита, по А.А.Арсеневу, в соответствии с легендой западно-забайкальской серии была приравнена по объему ко всей думно-хилоской серии южной Бурагии и расчленена по составу на три свиты: петропалазовую, тапирскую и пеган-хутейскую; выделены интрузии, прорывавшие ранне-мезозойские вулканы; триасовые шугольные гранитоиды и послетриасовые гранитоиды и габбро. Поисковыми работами эти авторами установлена низкая перколябельность территории на думные погребные ископаемые.

Отмечены незначительные проявления молибдена. Выявлены слабые металлометрические ореолы рассеяния цинка, олова, вольфрама, бария, лития. Указано наличие строматолитных материалов: кирпичных глины, камня, графита, галечника.

В 1956 г. проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 [3,23], материалы которой позволяют выделить основные тектонические структуры региона. Эти свиты же пеган могут быть использованы данные тапирской свиты масштаба 1:1 000 000 [17].

В 1958 г. А.Л.Палков провел полевые работы на речке и рассеянные элементы в бассейнах Ортники, Таптуки, Янкой, Загардино и признал эти участки бесперспективными.

В 1958-1962 гг. Г.И.Менкером и В.Д.Дубалиным проведены магнитно-, гравитно- и электрогеофизика в Хилоской зоне депрессивных структур. В результате определен общий геоструктурный план депрессивной, выявлены важнейшие разломы, определены мощности верхнепалеозойских отложений.

Обобщение данных по геологии районгудорожного и сопредельных районов проведено в т.ХХХVI "Геология СССР (Читинская область)", вышедшем в свет в 1961 г.

В 1962 г. ополсковские и оленские как бесперспективные металлогенетические ореолы берилия, выделены В.И.Федькиным в верховьях Ортники (Нанероз, Ильченко). В 1965 г. В.Я.Ильченко ополсковая Загардинское проявление молибдена и дал ему отрицательную оценку.

С 1957 по 1969 г. на территории листа проводится крупномасштабная (1:25 000) аэрогеофизическая исследования: гамма-магнитная съемка; электрогеофизика (метод ВДН) и гамма-спектро-магнитная съемка [15].

Начиная с 1964 г. проводятся полевые и оленочные работы на речке металлы партия Территориальной экспедиции.

В 1965 г. И.Н.Фомин заметил диссертианд, в которой описали металлы геологических слоев масштаба 1:200 000 в междуречье Кудуга, Хулга и Инголи и провел формационный анализ геологических образований района.

В 1959-1966 гг. исследователями Д.А.Козубовой [18] установлено широкое развитие в пределах Хилоской зоны пород раннепалеозойской интрузивной серии, которая подразделяется в том числе на шаральскую, хулдинскую, бичурскую, малочучалейскую и хулдинскую комплексы. Но же впервые в регионе выделены нижнепалеозойские вулканические образования.

В 1969 г. было завершено составление металлогенетической карты Центрального Забайкалья масштаба 1:200 000 и объективной записки к ней 21. Авторами установлено, что вулканические образования думно-

Двухлопковая серия состоит из двух разновозрастных групп - ранней (чарногоровая и гампирская свиты) и поздней (патак-хунтепская свита), разделенных перерывом, к которому приурочено выделение бичуровского комплекса. Последний, по мнению В.В. Старухова, объединяет неогорский, куларинский и бичуровский комплексы Л.А. Козубовой. Определена молдаден-редкометаллическая металлогенная специализация Хиджаской зоны, в которую входит и описываемая площадь. В процессе составления металлогенической карты Л.А. Мосталиным обследованы и проанализированы результаты геофизических работ на этой территории, проведено районирование геофизических полей. Выделены поля, соответствующие стабильным блокам земной коры различного типа и участкам, претерпевшим в палеозое и мезозое тектоническую активизацию.

В 1969-1972 гг. проведены геологические и полевые работы М-6а 1:50 000 на площади листов М-49-19-А, Б [26] и М-49-8-Г [14]. В результате было установлено, что мезозойские магнетитовые образования представляли время вулканогенно-платиновых ассоциаций: триасовой, раннеюрской и позднеюрской. Уточнен объем этих подразделений, расшифровано строение вулканических построек. В образцовых патак-хунтепской свиты собраны остаточные флюиды, позволяющие уверенно датировать ее ранней юрой. Уточнен объем палеозойской интрузии. Выявлен ряд геологических, гидрохимических и шихонных ореолов, а также неостороженно общипочных руденей. Геологическое строение крупного массива сопровождается наземными геофизическими исследованиями, которые позволили полнее расшифровать внутреннее строение вулканических построек и позднемезозойских выделов.

В 1970-1972 гг. В.И. Сизик, В.Е. Колесников и Л.Д. Позднякова провели исследование рудоносности транзитных массивов северной части расконтрастного района. Выявлены зоны слабо трещинизированных, микролизированных и проциптитизированных пород.

В 1973 г. на площади листа проведена травиметрическая съемка М-6а 1:200 000 [16], материалы которой использованы для выделения разновозрастных структур и зон разломов.

Основой для составления настоящей геологической карты послужили данные, полученные Укрской партией Комплексной геологической экспедиции Читинского геологического управления в 1973-1974 гг. в процессе геологического дознания М-6а 1:200 000 - Л.Е. Зайделя-Мяном, В.Г. Воронинской, В.В. Садунюковой, Т.С. Фидатовой [27]. Полностью использованы данные съемки М-6а 1:50 000 [14, 26], а также перитивные материалы съемки М-6а 1:200 000 [24]. Данные Территориальной экспедиции и геофизической материалы в основном среднего масштаба. Интерпретация их проведена под руководством В.Д. Опорюникова. В процессе работы использовались аэрофотоснимки М-6а 1:47 000 и 1:25 000 удовлетворительного качества и плохой дешифрируемости.

Все лабораторные исследования проведены в Центральной Комплексной лаборатории ЦИТ. Спорово-пыльцевые комплексы изучены А.А. Стреленко, радиогеологический возраст пород определен А.Т. Савиным, химические анализы выполнены С.С. Белобородко, Б.В. Сарениной, А.И. Фетисовой, минералогическое - А.А. Лисовской, Е.Н. Балутдиновой и др. Спектральные анализы проведены под руководством В.И. Сивовой.

С опубликованными картами листов М-49-Ш, М-49-У и М-49-ХХХII составленная карта имеет существенные неувязки. Они обусловлены принципиально иным расчленением геологических образований на основе нового фактического материала и использованном данным съемки М-6а 1:50 000 и крупнее [14, 26, 27]. С подготавливаемыми в издательстве Читинским территориальным геологическим управлением листом М-49-У съёмка контуров и легенды полны.

Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию на 1 ноября 1975 г.

С Т Р А Т И Г Р А Ф И Я

Стратифицированные образования складчатой около 20% территории. Среди них выделяются породы нижнего и верхнего протерозоя, камбрий (?) , нижнего карбона, нижнего-среднего триаса, нижней, средней и верхней юры, нижнего мела и осадки четвертичного возраста.

Одновозрастные вулканические образования стратифицированной и субинтрузивной групп фаций складчатой единиче вулканогеотектонической структуры, а пород и елине тела. Обычно они схожи по внешнему облику, петрографическим и петрохимическим признакам и отличаются только характером залегания. Нередко на геологической карте они разделены условно. В связи с этим, а также для более полной характеристики строения вулканических построек в настоящем разделе приводится совместное описание обеих групп вулканических образований.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА, НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Малханская серия нерасчлененная (РР₁м)

Малханская серия развита в юго-восточной части площади на возвышенности и южных склонах Яломовского хребта. Она представлена гнейсами с редкими линзами амфиболитов мощностью 5-10 м. Эти породы складчат незначительны (от первых квадратных метров до 2,4 км²) складчат в раннепротерозойских текто-трансформатах. Складки имеют пластинчатую форму и распространяются согласно с ориентировкой тектогенности в гнейсо-трансформатах, с которыми они образуют единый

структуру - тейсо-гранитный купол. Суммарная мощность пород в складках (паль Билчир) около 1000 м. Породы поочередно интенси-вированы и превращены в послонные и теневые магматиты.

Тейсы - темно-серые мелко- и тонкозернистые пологощиты, реже очковой текстуры с порфиробластами кельевого пологого шпата. Структура их лепидогранобластовая. Минеральный состав: плагиоклазы (I-II генерация - конжорные реликты интенси-вированных зенитовых олигоклазов № 30) - 30-50%, зеленая роговая обманка - 5-10%, зеленова-сурый биотит - 20-25%, кварц - 15-20%, кельевый пологой шпата - 5-10%; акцессорные минералы - апатит, циркон, ортит, сфен, рутильный минерал.

Амфиболиты черные неокисленные. Структура их нематогранобластовая. Минеральный состав: интенси-вированный плагиоклазы - 15-25%, зеленая роговая обманка - 70-80%, сфен и рутильный минерал - 2-5%. Тяжелый образ, для пород серии характерны равновесные минеральные ассоциации амфиболитовой фации метаморфизма.

Образованы малаксовской серии древнейшие в районе. По составу и сечению метаморфизма они обнаруживают большое сходство с туширской серии Станового хребта, для которой, как и для описанных образований, характерна неразрывная связь с тейсо-гранитами. В связи с этим малаксовская серия датируется так же, как и туширская, для которой принят раннепротерозойский возраст [21], но существует точка зрения, что последние относятся к верхнему архею [17].

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Застепинская свита (Р₃^{гв})

Застепинская свита представлена диастогенитовыми и близкородственными сланцами. Они развиты на северном склоне Юдонцового хребта, где слагают полог, вытесняют в северо-восточном направлении (12x4 км) согласно с общим простиранием Ортинской зоны, к которой они приурочены (см. рис. 3).

Описываемые породы с базальными континеральными в основании (мощность около 100 м) залегают на раннепротерозойских образованиях. Выше континералов следуют толща метадивалитов с прослоями метадивалитов и линзами метаконтинералов. Мощность толща 800-1000 м. Вечевеком разрез толщ метадивалитов с прослоями (50-100 м) метадивалитов - около 1000 м. Общая мощность свиты около 2000 м.

Континералы сложены растолуптаным гальками и валунами размером до 30-40 см. Обломочная структура их видна очень четко. В менее крупных разностях она в значительной мере зачехлена. Так, метадивалиты и мелкогалечные континералы макроосиповские представляют собой серые мелко-тонкозернистые сланцеватые породы с мелко-кельевыми (20-25%) белыми линзовидными размерами от 2x3 до 5x10 мм - удлиненными гальками и традиционными частями. Метадивалиты - светлосерые тонко-мелкозернистые неокисленные породы, иногда со слабо выраженной (реликтовой) слоистостью. Они впадогенны заключены в континеральных и травалятах. Структура их диастогенитовая. Обломочный материал во всех породах представлен тейсо-гранитами, реже реликтами, кристаллическими сланцами и тейсовыми, а также раздробленными зернами кварца, плагиоклаза и мелко-кельевого перитов ка-лишпата, характерного для тейсо-гранитов раннего протерозоя, очень редко встречались обломки метафидульфов кельевого состава. Основная часть пород состоит из гранобластового агрегата кварца (30-40%), плагиоклаза (15-20%), биотита (10-20%), мусковита (0-15%), кельевого шпата (15-20%). Акцессорные минералы нередко окатыны и представлены травалятом, цирконом, апатитом и сфеном.

Минеральный состав пород и их структура свидетельствуют о том, что они претерпели расовывание и динамометаморфизм метаморфизма высоких ступеней зеленоватой - низких ступеней эпипот-амфиболитовой фации. В породах содержится повышенные количества V, Se (3,3-8,2 кларка), Nb, Y, Yb, Zr, Ce (1,4-1,8 кларка).

Основные образования по составу, сечению метаморфизма и стратиграфическому положению аналогичны породам Станового хребта Застепинской свиты, которая ранее рассматривалась в качестве единого пологого члена малаксовской серии. Полученные нами данные о несогласном залегании описанных образований на глыбско метаморфизованных породах малаксовской серии и сформированных за их счет тейсо-гранитов, а также о значительной более низкой степени метаморфизма ступеней застепинской свиты указывают на независимость отнесения их к малаксовской серии. Возраст свиты принимается (в значительной мере условно) позднепротерозойским, так как она близка по стратиграфическому положению и формационным признакам к низам разреза лауровской серии Восточного Забайкалья, датируемой на основании палеонтологических данных [22].

ПАЛАЗОВСКАЯ ГРУППА, КЕМЕРОВСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и о т д е л (?) (С¹⁻²)

Образования, условно датируемые реликтами кембрием, слагают ряд небольших (до 3 км²) конжортов в гранитоидной поздне-палазовской (среднее течение Нел. Удентун, правобережье Атл) и тиваса (низовья

Черного Кипсеа, верховья Кипитра). Они представляют метаморфизованные ливериты и диллиты. Небольшая площадь разности, отсутствие стратиграфических контактов и очень limited обнаженность не позволяют составить разрез опознаваемой толщи и высчитать характер сложенных ее структур.

Метаморфизованные ливериты - серые и розовато-серые порфириты (с окрашенными полевого шпата или кварца и полевого шпата) и эфирные породы. Они сложены кварцем (30-40%), плаггиолазом (20-45%), калишпатом (20-30%), анортитом (0-10%) и амфиболом (0-10%). Диллиты отличаются от ливеритов меньшим количеством кварца (10%), калишпата (3-5%), повышенным содержанием плаггиолаза (60-80%) и темноватых минералов (10-15%). Вкрапленные угловатые и растертые темноватых минералов (10-15%). Вкрапленные угловатые и растертые в тонкие линзоочки. Основная масса обдает микротрансформированной (роговой) структурой. Раздробленность вкрапленников и наличие угловатых линзовидно-ломочастой текстуре указывает на то, что порода претерпела динамический метаморфизм.

Описанные метавулканы можно назвать серым, так как они слабо метаморфизованы и на фоне с запада территории образуют самостоятельную структуру, наложенную на структуру рванопрозеровой или образований [25]. Верхний возрастной предел рассматриваемой толщи устанавливается по прорыванию метавулканических позднекалово-гоши гранитоидов. От ортинской и эстенской свит, имеющих те же относительные возрастные рамки, описанные образования отличаются иным составом. Учитывая, что к северу от изученного района имеются известнейшие кварцевые линзы, проявляющиеся в раннем кембрии (одиночинский свит), мы условно датруем ранним кембрием и рассматриваемую толщу метавулканических.

КАМЕННОУГЛЕЙНАЯ СИСТЕМА

Н и н и н о т д е н

Ортинская свита (Ст от)

Ортинская свита сложена песчаниками и алевролитами с колчанистым количеством гравелитов и конгломератов. Она развита в междуречье Песчанки - Бол. Хриштыга (8,5 км²) и в верховьях Ортинки (9 км²), южнее северного края Яблоновского участка Юрдейского фундамента. В обоих выходах пород имеют подково (10-35°) моноклиньяльное падение на северо-запад.

Песчанское поле представляет собой конглолит в транзитах позднекалово-гоши возраста. Здесь схематический разрез свиты, со-

ставленный по эфирной и эстенской обнажениям, имеет следующий вид (сверху вниз) в м:

1. Колчанистые мелко-среднезернистые ...	100
2. Переслаивание конгломератов и песчанки	150
3. Песчанки средне-мелкозернистые	200
4. Переслаивание песчанки, песчанки алевролитов и алевролитов при преобладающих ...	500
Общая мощность по разрезу 950 м.	

Ортинское поле с юга ограничено разломом, а на севере это отложение со слабо выраженными следами развития первичной эфирной но-осадочными образованиями триасового возраста. В этом поле свита сложена более тонкообломочными отложениями, чем в Песчанском, что видно из разреза, составленного по эфирной и горным выработкам. Здесь снизу вверх прослеживаются (в м):

1. Песчанки крупно-среднезернистые, травелитистые с линзовидными углистыми алевролитов мощностью до 1 см	620
2. Алевролиты с четкой порконтальной слоистостью	80
3. Песчанки крупно-среднезернистые травелитистые, вверх по разрезу сменяющиеся мелко-среднезернистыми алевролитами песчаниками ...	200
4. Алевролиты углистые с тонкой горизонтальной слоистостью	140
5. Песчанки алевролитистые с прослоями до 1 м) углистых алевролитов	250
6. Алевролиты углистые тонкослоистые ...	180
Выше залегает тамирская свита. Общая мощность	

Ортинской свиты по разрезу 1470 м. Сравнение описанных разрезов позволяет предположить, что образование Ортинского поля с пачки 2 наращивал разрез Песчанского. Таким образом, общая мощность ортинской свиты оценивается приблизительно в 1800 м.

Колчанистые мелко-среднезернистые. Количество гальки варьирует от 7 до 30%. Она представлена тейсо-гранитами, тейсо-гранодиоритами и тейсами раннепротерозойского возраста. Заполнитель мелко-среднезернистых песчанки. Заполнитель базальное. Колчанистые расчленены: галька угловатая, а пород вынута в тонкие линзоочки.

Песчанки от мелкозернистых алевролитов до средне-крупнозернистых травелитов массивные, реже - с тонкой горизонтальной

Сложность аркозного. Структура пород дислоцированная с элементами катаклизической: цемент перекристаллизован, превращен в кристаллитовый агрегат.

Альвродит углестые тонкозернистые. Основный материал представляет кварцевый и полевой шпатель. Тонкозернистое углестое вещество составляет 20-50% породы. Иногда кварцу с ним присуща обильная растительная дегрит. Структура альвродитовая. Как и в песчаных, цемент превращен в кварц-серпентиновый агрегат.

В породе свиты в концентриках, присутствующих кварц в 1,1-2,4 раза, содержится Pb, Zn, Y, U, Zr, Se в 5-8,2 раза и So.

Первичный состав органической свиты, а также остаточность коверности пород углестых веществом указывают на то, что наиболее свиты проходили в континентальных или прибрежно-морских условиях. Порода претерпела династормальный метаморфизм фидитовой фазы.

Наподробнее к востоку от описанной территории в оловянных органической свиты И.Н. фонным собраны остатки *Lepidodendron sp.*, по определению О.М. Ворсук, характерные для нижележащих слоев [9].

МЕЗОЗОЖКАЯ ГРУППА, ТРАНСОВАЯ СИСТЕМА

И к н и к - с р е д н и и о т д е л и

Тамбовская свита (Т₁₋₂tm)

Описываемые образования представлены диларитами, диларитами, англитами, базальтами, конгломератами, песчаниками, альвродитами. Они занимают площадь около 650 км² и развиты в пределах двух зон северо-восточного простирания: Купунской на севере и Боттаринской на юге. Образования уклавны зон заметны отпадают по направлению и их фактической принадлежности. В первой развиты преимущественно суббульварные образования, во второй - породы отравлированные группой фазы.

В Боттаринской зоне тамбовская свита выклинивается в виде Айтунского и Обонского, расположенные соответственно в низовьях Аиты и в пределах хр. Обон.

Отложения Обонской выпадки залегают на транзитных просторовского и палеозойского возраста и породах органической свиты. В целом они образуют крупный прямой ритм, нижняя часть которого сложена конгломератами, верхняя - песчаниками и альвродитами. Породы базаль-

тов относятся к низам разреза и распространены в нижней и восточной части выпадки. Дилариты склеиваются с кварцевыми глинами (Т₁₋₂) площадью до 3 км² в южной части выпадки. Находится на разных структурных уровнях, они прорывают слои горизонты и с разрывом перекрываются другими.

Наиболее представительный разрез тамбовской свиты наблюдается в верховьях Органки. Основание ее изучено по длинноту, обнажены и залены на правобережье этой реки. Здесь на углестых альвродитовых органической свиты, мономинально (30-35°), падая на север, залегают (в м):

1. Конгломераты мелко-среднезернистые булыжниковые 130
 2. Песчаники среднезернистые булыжниковые 100
 3. Конгломераты мелко-среднезернистые булыжниковые 120
 4. Песчаники альвродиты 80
 5. Ангзиты-базальты плагиоклазовые крупнопорфирные 150
 6. Базальты мелкопорфирные 120
- Мощность по разрезу 700 м.

Более высокая часть разреза свиты изучена по залыкам, делены и отдельными обнажениями на левобережье Органки. Здесь на базальтах, по-видимому, относящихся к горизонту 6 описанного выше разреза, мономинально падая на юго-запад (50°), залегают (в м):

1. Конгломераты мелко-среднезернистые 100
2. Дилариты полевшпатовые (экструзия) 100
3. Конгломераты, аналогичные породам слоя 2 450
4. Базальты афировые плотные 170
5. Конгломераты разнотельные 120
6. Базальты афировые мидалькленные 10
7. Песчаники крупно-среднезернистые 250
8. Конгломераты разнотельные с рудками 450
9. Базальты мелкопорфирные мидалькленные 170
10. Альвродиты горизонтальнослоистые 100
11. Дилариты полевшпатовые (экструзия) 100

Мощность по разрезу 2020 м. Общая мощность свиты в рассмотренной части выпадки около 2700 м. К югу от описанного разреза в составе свиты увеличивается количество базальтов, песчаников и альвродитов, к западу, наоборот,

горizontы песчаников и базальтов энглинвильском. Здесь свита сложена преимущественно конгломератами и мощность ее увеличивается до 3900 м.

В Артинской выщине таежская свита также представляется преимущественно конгломератами и глина в восточной части содержит покровы базальтов мощностью 20-25 м и небольшие участки лавартов.

В Кулунской зоне наиболее крупные поля описываемых пород (100-200 км²) располагаются в южной части хр. Цзыан-Хуртай, в районе холмов Галача, Хулу-Саян, Топкор-Саян, Серия более мелких (до 10 км²) выходов развиты в бассейнах Бол. Сарыки, Вертн- и Эм-Не-Жеза, Бирку, Кем. Они представляют только вулканизмы. Базальты андезит-базальты, андезиты (трапповые) имеют серию бедольфити разрозненных тел (общая площадь 11 км²). Прогнозируемых особей конглолиты в границах тектонического комплекса в субэпидемиальных условиях. Незначительные размеры выходов и их сложность не позволяют составить разрез толщи среднеосевых выходов.

Среди кислых и умеренно кислых вулканитов распространены 30-ые (390 км²) выходы плагитовые, кварц-плагитовые и эфирные лаварты, плагитовые лаварты-лапты, лапты, редко - трапповые. Породы такой разновидности служат самостоятельными выдами. Принадлежность некоторых из них к субинтрузивной группе фидий устанавливается по частотно определенно по активным конглолитам или по распространению однообразных пород на большой площади, зонному строению сложенных тел, а также полному отсутствию ширококислотных и вулканично-осадочных образований. Так, крупные (200 км²) тело кварц-полевошпатовых лавартов в районе холма Байда-та имеет зональное строение: эпоконтатовая зона (1-4 км) сложена лавобрекчиями, в которых от периферии к центру уменьшается размер и количество обломков как собственных, так и вмещающих пород, в основной части тела - однообразные лапарты. Отмечается лишь некоторое улучшение их раскристаллизации к центру тела. Форма его, по всей вероятности, листовая: несмотря на повышенную кислотность пород, оно располагается в пределах интенсивного траппового массива.

Среди обширного поля описываемых вулканитов, распространено в верховьях рек Ара-Бирки и Кулунгу, преобладают кислые и умеренно кислые эфириты с акристаллизацией полевого шпата. Породы песчистые неоднородные, широко развиты лавокласты. Все это, а также подолго падения фидиальности указывают на преобладание излившихся разновидей.

Положительная формирование таежских вулканитов в Кулунской зоне устанавливается по наличию обломков одних разновидностей в других (от ранних к поздним): эфириты среднетельно и основного состава;

ла; плагитовые лаварты-лапты, лапты; плагитовые лаварты; кварц-плагитовые лаварты.

Базальты темно-серые с зеленоватым оттенком лапты, редко минерализованные; обычно с крупными кристаллическими плагитовыми, реже - микропорфировые и эфирные. Минеральный состав наиболее светлых разновидностей: плагитовые (во вулканических 50-55, в основной массе 38-40) - 45-55%, моноклинные пироксен - 10-15%, роговая обманка обильная - 0-2%, оливин и кварц - единичные зерна, вулканические минералы по стеклу - серпентин, хлорит, эпидот, рудный минерал, идиопит - 30-40%. Структура основной массы интерсерпентинной микро-диабазовая, обитовая.

Андезиты, трапповые описываются от базальтов более светлой окраской. Их минеральный состав: плагитовые (во вулканических 40-45, в основной массе 32-34) - 55-70%, пироксен моноклинный до 10%, роговая обманка обильная - 10-20%, кварц - 2-3%; вулканические минералы по стеклу - рудный (5-15%), серпентин, хлорит (5-10%). Структура основной массы плагитовых, интерсерпентинная.

Минералы во всех описанных породах выполнены хлоритом, кварцем, гидроксидом железа.

Лапарты эфиритовые и крупнозернистые темно-серые до черных массивные, редко неокристаллизованные, содержат кристаллики белого полевого шпата (плагитовые 23-32, редко перлит-антисперит) или полевого шпата и кварца, единичные чешуйки бурого биотита. Основная масса кварц-полевошпатовая с 1-2% темнопетельных минералов, полностью замещенных хлоритом. Структура ее фельзитовая с редкими сферолитовыми участками и обособленными тонкозернистыми кварцами.

Лапты, трапповые макрокристически сходны с лапартами. Кристаллики в них сложены плагитовыми, иногда в отличие от лапартов зональными. Фенокристаллы кварца очень редки. Основная масса сложена полевыми шпатами, кварцем, полностью разложившимся стеклом и темнопетельными минералами, замещенными втретью хлоритом, эпидотом, лейкоксеном (20-50%). Структура ее микроплагитовая, микролитовая до трапповых, редко - фельзитовая.

Лавобрекчия кислых и умеренно кислых эфиритов содержат до 40% чужеродных и собственных обломков. Последние отличаются от смянутой массы меньшей степенью раскристаллизации или другим ее характером.

Конгломераты разнотельные, редко с единичными вулканами. Окраска матрицы хорошая и средняя. Состав его преимущественно вулканический, особенно в основной выщине, где преобладает таежская эфиритовая лаварта. В базальных горизонтах свиты, по-видимому, преобладающих формаций большей части лавартиных тел,

предобладает гелка триахитовая залезовая и протерозой. Напокрывает над покровом базальтов до 70% гелка предобладает этили по-родия. Эпидиотель (20-40% пород) - вулканогенный разновозраст-ный гравелистый песчаный, заложение базальтов.

Песчанки различной зернистости залезового-серые и серые мас-седные, полимиктовые. Они сложены мелко- и среднеклеточными зернами кварца, полевых шпатов, жидких и основных эффузивов. Цемент пред-ставлен серпичат-кварц-полевиками и другими материалами.

Алгоритмы залезового-серые и темно-серые массивные или с рас-кой горизонтальной слоистостью, по составу эффузивны цементу пес-чаников.

Прочные преобразованные ранне-среднетриасовые породы в целом соответствуют высоким ступеням эффузива и переходу вулканитов из эффузивных в палеогенные. Полевые шпаты в них серпичаткварцевые, эффузивные и гелиотитовые минералы разложены (пироксен и амфибол заме-нены хлоритом, оливин - эпидиотом). Структур переформированы, основной массив не выделяется. В юго-восточной части Обской низ-ины в зоне карбонатного разлома (ширина 2-4 км) породы инфе-зивно расчленены. В контакте между гелками и эффузива-ми, что породу затвердевает трещина между гелками и эффузива-ми, в эффузиве образуется трещина между гелками и эффузива-ми (палеогенная). В целом в зонах интрузивности породы претер-пели изменения, соответствующие низким ступеням залезового-серых.

Описание вулканитов представляют собой петрохимически единич-ный пород с содержанием кремнезема от 51,3 до 76,3% (табл. 1). В целом они являются промежуточными между сериями Лассен-Пик и Саб-франкского. Средние и кислые разновидности по содержанию ассоциативных извести приближаются к породам типа этне. К указанным ассоциатив-ным ранне-среднетриасовые вулканиты и по индексу Лассона, равно-му 56. Особенности их являются резко выражеными набуханием.

Вулканиты содержат в концентратах, представляющих классы в I, I, 2, 4 раз, Si, Ca, Pb, Mo, La, Y, Zr. Разноповышена концентрация Sr (5-13 клерков).

Распространенные вулканиты по минеральным и петрохимическим осо-бенностям близки к типичным представителям триахитовых формаций или по В.А. Кузнецову. По соотношению пород различного состава они могут быть выделены в триахитовые-диабазовые формации.

Относительно возрастное положение описанных образований опре-делено следующим. Тамарская свита является на ортынской свите раннекаменноугольного возраста и в базальтах горизонтально содержит ряд ортынских углестых алеритов (верхова Ортынка), а суб-вулканические лавиты производят метабазитовые кембрия [26] и триах-

токие позднекаменноугольного возраста (Бол. Речка). Они производят триахитовые бичурского комплекса (р. Куржук) и лавитовые ранней эры (дезобережье Бол. Сарыта). При этом между стратиграфией, сложив-шейся тамарской вулканитов и бичурских триахитов, с одной сто-роны, и палео-хунейскими вулканитами и эффузивными триахитовыми, с другой, наблюдается четкое структурное несоответствие. По стратиграфическому положению и составу описанные образования являются тамарской свите или Бурити, в которой обнаружены остатки флоры нижне-ордынского триаса [4]. На триасовый возраст указывает и большинство определенных радиологического возраста описанных пород (табл. 2).

ИРСКАЯ СИСТЕМА

И р с к а я с и с т е м а

И р с к а я с и с т е м а . Отложения нижней и верхней частей отряда (палео-хунейская свита), и связанные с ними субвулканитовые образования представляются мелочными эффузива-ми различного состава: от основного до кислого. Они развиты в пре-делах двух тектонических структур: Черновской и Хазарта-Не-метельской. Первая заходит на территорию Ирска (нынешняя черная деп-рессия) своим южным окончанием. Вторая протягивается по южному скло-ну г. Цаган-Хуртай и кресту Ата от западной трещины Ирска до р. Зун-Неметел до 62 км. Ширина структуры 10-25 км. На всем протяжении она ограничена разломами, за которыми отмечаются лишь редкие дайки раннеириских вулканитов.

Хазарта-Неметельский вулканитовый состав из двух сопряженных вулканогенных структур южного направления: Хуртайского линейно-го трабеа и притянутого к нему с востока Загаринского куполовид-ного податита. В пределах трабеа как в современном разрезе, так и на глубине до 300 м образованы, подстилающие отложения, не обнару-жены. Поэтому низ разреза нижней эры и его подлая мощность здесь неизвестны. В податите низ разреза эры вообще отсутствуют. Ниж-няя часть отряда представлена срединными и основными эффузивами, верхняя - кислыми. Эффузивы каждой части отряда составляют суб-вулканитовые образования околного состава. Среди срединных и основ-ных вулканитов преобладают породы стратифицированной группы фаций, среди кислых - эффузивные и субвулканитовые гелы.

И р с к а я с и с т е м а (1) представляется серией потоков триах-итов, триахитовых, триахитово-базальтов и триахитово-базальтов. Они сложены из крупных (10-100 км²) разобщенных полей в бассейнах Бол. Сарыта, Хуртай, Бол. и Мал. Улантуя, Бол. Калта. Кроме того, болле

Таблица I

Химический состав и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Номера образцов	Компоненты												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	nnn	P ₂ O ₅	
464-2	47,8	2,442	17,06	10,02	2,08	0,156	3,65	7,68	3,70	0,74	3,75	0,82	99,87
619-2	54,74	1,35	15,02	5,00	6,89	0,18	3,35	6,57	3,60	1,86	1,09	0,56	99,94
620-2	58,60	1,20	17,33	2,53	4,30	0,15	2,15	4,39	5,05	2,70	0,70	0,34	99,44
622	66,6	0,63	16,55	1,60	2,87	0,11	1,18	1,97	4,90	2,70	0,22	0,12	99,45
209I	69,00	0,46	15,90	0,99	2,94	0,11	0,87	1,97	4,65	2,70	0,30	0,10	99,99
I27	71,44	0,28	14,60	0,00	2,40	0,07	0,50	1,08	3,30	5,00	1,20	0,07	99,94
2076	76,26	0,23	12,45	0,12	1,73	0,10	0,31	0,44	3,55	4,30	0,33	0,08	99,90
97	48,58	1,36	17,17	3,28	7,52	0,18	6,18	7,55	4,03	1,13	2,05	1,00	100,2
C-I7-42	57,39	1,30	16,81	3,90	3,95	0,12	2,84	4,55	4,67	2,70	1,40	0,30	99,96
C-I3-2015	61,60	0,90	16,08	3,32	4,02	0,146	1,18	2,63	5,30	4,20	0,75	0,29	100,4
495-2	71,14	0,30	13,60	2,35	3,51	0,09	0,24	0,44	4,15	4,60	0,40	0,08	100,90
2203-5	72,50	0,44	11,51	2,37	2,83	0,07	0,40	0,77	3,77	5,30	н.о.	0,07	100,03
I499-5	78,6	0,22	8,35	2,85	1,36	0,08	0,43	0,26	2,65	4,10	0,82	0,03	99,75
C-300-388	46,6	2,17	17,56	9,76	1,79	0,16	3,16	6,17	6,05	1,26	4,7	0,9	100,24
C-7-35	59,00	1,81	15,71	2,58	4,67	0,125	2,31	4,21	4,65	3,00	1,71	0,30	100,07
I90	66,34	0,50	15,69	2,36	2,51	0,044	0,16	0,11	6,00	5,80	0,87	0,09	100,47
184	71,82	0,40	14,04	0,94	1,58	0,025	0,40	0,44	3,80	5,30	0,76	0,02	99,52
75	74,94	0,16	12,54	0,79	2,15	0,049	0,44	0,61	3,15	4,30	1,01	0,03	100,25
7080-I	75,00	0,15	12,87	0,90	1,60	0,04	0,31	0,87	3,60	4,60	0,50	0,03	100,47
6078-I	76,00	0,12	11,66	0,22	2,40	0,03	0,45	0,54	2,20	6,10	0,70	0,020	100,44
340	53,7	1,35	20,05	3,62	3,37	0,12	3,26	7,08	4,20	1,14	1,75	0,27	99,91
333-2	61,8	0,81	16,46	3,26	2,72	0,106	2,76	3,56	4,15	2,50	1,92	0,19	100,23

18

6 - 0149

Номера образцов	Компоненты												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	nnn	P ₂ O ₅	
I94-a	54,8	1,19	16,58	4,6	5,1	0,117	3,83	6,53	4,4	1,48	0,82	0,391	99,84
247	66,4	0,47	16,63	2,03	2,15	0,09	1,08	3,15	4,80	2,30	0,50	0,12	99,72
I68	69,0	0,48	14,54	1,90	2,51	0,09	1,33	3,06	4,20	2,60	0,45	0,089	100,25
I289-I	68,1	0,46	16,0	0,45	1,43	0,06	0,98	2,46	4,70	3,20	0,65	0,14	99,63
979	69,5	0,42	14,43	1,08	2,87	0,05	0,98	2,24	4,3	4,2	0,15	0,089	100,33
I79	71,24	0,22	14,37	0,55	2,01	0,035	1,1	1,52	4,25	3,7	0,47	0,055	99,51
2207	75,2	0,17	12,9	0,33	1,36	0,094	0,5	0,55	4,15	4,1	0,45	0,032	99,89
I60-5	53,65	1,58	16,63	3,52	4,80	0,14	3,95	5,33	4,20	3,90	1,97	0,42	100,09
I64	58,64	1,50	15,52	3,30	4,05	0,08	1,95	3,91	5,55	3,30	1,63	0,42	99,85
4264	65,45	0,80	15,30	1,69	3,46	0,10	1,87	3,15	4,10	3,30	0,80	0,01	100,03
619-3	67,88	0,77	15,50	0,78	2,72	0,09	1,07	2,04	4,55	3,80	0,78	0,12	100,00
2313-3	70,72	0,48	14,25	1,70	1,38	0,072	0,55	0,61	4,60	5,20	0,37	0,08	100,01
24	71,57	0,40	14,83	0,95	1,65	0,068	0,66	1,18	4,35	3,15	1,03	0,12	99,96
9	75,86	0,23	13,00	0,64	0,75	0,016	0,15	0,42	4,25	4,00	0,44	0,07	99,82
549	62,12	0,75	17,3	1,6	3,16	0,14	0,95	1,64	6,50	4,90	0,32	0,84	100,2
I683	63,54	0,75	17,43	1,94	1,72	0,136	0,87	0,77	7,5	5,3	0,18	0,3	100,4
561-2	68,92	0,30	13,71	2,60	2,16	0,195	0,39	0,44	5,47	5,35	0,83	0,22	99,84
28-5	74,47	0,15	11,21	1,13	2,89	0,04	0,19	0,42	4,69	4,39	0,02	0,159	99,84
2448-6	75,02	0,12	10,78	2,30	2,15	0,09	0,16	0,33	4,45	4,15	0,071	0,37	99,99
2222-I	75,88	0,22	11,19	1,41	1,59	0,09	0,31	0,21	4,34	4,39	0,03	0,79	99,88
C-I-80	49,78	2,17	17,32	3,64	6,11	0,127	0,73	8,37	4,40	3,00	3,15	1,09	99,89
209	53,80	2,05	16,55	3,44	5,89	0,146	3,35	5,55	3,70	2,50	2,07	1,00	100,06

19

Номера образцов	Компоненты										
	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
464-2	10,1	7,4	21,1	61,4	-	55	32	13	88,5	-4,8	1,4
619-2	10,8	4,8	20,2	64,2	-	55,2	28,5	16,3	74,6	2,0	2,2
620-2	13,3	4,2	11,5	69,0	-	56,6	32,3	11,1	74,0	3,1	3,7
622	14,4	2,3	8,7	74,6	-30,1	47,4	22,5	-	73,4	18,0	6,1
2091	13,8	2,3	7,3	76,6	31,0	49,5	19,5	-	72,4	23,3	5,9
127	14,1	1,3	5,4	79,2	43,0	41,9	15,1	-	50,1	28,8	11,0
2076	13,3	0,5	3,7	82,5	39,6	47,0	13,4	-	55,6	37,7	26,2
97	10,9	6,5	24,3	58,3	-	43,0	44,5	12,5	84,4	-11,5	1,7
C-17-42	14,5	4,3	13,6	67,6	-	53,9	35,9	10,2	72,4	2,0	3,4
C-13-2015	17,7	1,9	9,9	70,5	-	68,0	19,0	13,0	65,4	3,7	9,3
495-2	15,1	0,5	6,9	77,5	18,6	77,7	5,7	-	57,8	24,3	29,6
2203-5	14,7	0,5	5,6	79,2	-	72,3	11,6	16,1	50,2	28,3	27,3
1499-5	10,6	-0,6	4,0	84,8	-	75,4	17,1	7,5	46,9	47,9	18,9
C-300-388	16,3	1,5	20,3	58,9	-	54,0	28,4	17,6	87,9	19,3	3,6
C-7-35	14,8	3,2	12,7	69,3	-	53,9	30,9	15,2	70,1	5,8	4,6
190	20,7	0,6	3,9	74,8	-	89,8	6,8	3,4	59,7	7,6	34,5
184	15,4	0,5	4,6	79,5	35,8	50,0	14,2	-	52,2	27,7	30,8
75	12,6	0,7	5,4	81,3	37,9	48,9	13,2	-	52,7	36,9	17,9
7080-I	14,0	1,0	3,2	81,9	15,5	68,9	15,6	-	54,3	34,6	14,0
6078-I	13,1	0,6	3,7	82,6	15,9	64,4	19,7	-	35,4	38,4	20,7
340	11,7	8,5	13,4	66,4	-	51,0	43,9	5,1	84,8	0,99	1,4
333-2	12,9	4,4	10,9	71,8	5,7	50,9	43,4	-	71,6	13,3	2,9
194-a	12,02	5,2	18,4	64,3	-	49,0	35,7	15,2	81,8	-0,7	2,3
247	13,9	3,8	6,4	75,9	10,9	60,5	28,6	-	76,03	20,06	3,63
168	12,8	3,0	7,0	77,2	-	57,14	30,5	8,6	70,8	25,8	4,3
1289-I	14,9	3,0	4,7	77,4	9,4	55,8	34,8	-	69,06	21,91	5,01
979	15,1	1,8	6,0	77,1	-	59,6	26,8	13,6	60,8	22,1	8,25
179	14,3	1,8	4,9	79,0	16,2	47,3	36,5	-	63,6	27,4	8,0
2207	14,4	0,6	3,2	81,8	25,4	49,4	25,2	-	69,6	34,1	22,5
160-5	15,2	3,8	17,5	63,5	-	44,8	38,9	16,3	62,1	-7,1	4,0
164	17,1	1,9	12,9	68,1	-	52,2	25,6	22,2	71,9	0,2	9,0
4264	13,7	3,3	8,4	74,6	-	56,9	37,3	5,8	65,4	18,3	4,1
619-3	15,3	2,5	5,3	76,9	4,9	61,6	33,5	-	64,5	20,6	6,2

20

2313-3	17,1	0,7	3,7	78,5	-	74,3	28,8	0,9	57,4	22,1	24,4
24	13,6	1,4	6,2	78,8	44,4	38,2	17,4	-	67,7	28,9	9,8
9	14,5	0,5	2,6	82,4	44,6	46,2	9,2	-	61,7	35,4	29,6
549	21,6	0,9	5,7	71,8	-	52,4	28,8	19,5	66,8	0,4	24,0
1683	23,0	0,8	4,6	71,6	-	52,5	28,8	18,7	67,2	3,6	28,0
561-2	17,9	1,3	3,9	76,9	-	71,2	16,8	12,0	58,2	16,7	13,7
28-5	14,4	1,6	2,8	81,2	-	70,6	8,3	17,6	57,5	31,9	8,8
2448-6	13,9	1,3	3,0	81,8	-	81,0	8,3	10,7	58,0	34,5	10,6
2222-I	14,2	0,9	2,6	82,3	-	70,3	19,9	9,8	57,5	35,0	15,6
C-I-80	15,1	4,9	17,2	62,8	-	57,0	7,8	35,2	69,0	-9,4	3,1
209	12,5	5,3	16,6	65,6	-	54,0	35,3	10,3	68,9	1,2	2,3

Примечание. Тамирская свита (Ранне-среднетриасовые субвулканические образования): 464-2 - базальт (правобережье Ортинки, верховье), 619-2 - андезит-базальт (левобережье Бол.Саранки, верховье), 620-2 - трахиандезит (левобережье Бол.Саранки, верховье), 622 - трахидацит (левобережье Бол.Саранки), 2091 - липарито-дацит (левобережье Бол.Саранки), 127 - липарит (верховье Зун-Неметей), 2076 - липарит (правобережье Бурун-Хуртэя). Чаган-хунтейская свита (раннеюрские субвулканические образования): 97 - трахи-базальт (левобер. Саранки, низовье), C-17-42 - трахиандезит (левобер. Хуртэя), C-13-205 - трахит (район пос. Сарантуй), 495-2 - липарит (пос.Тайдут), 2203-5 - кварц-полевошпатовый липарит (район Хуртэя), 1499-5 - липарит (левобер. Мал.Саранки). Харкилгатинская свита: C-300-388 - трахибазальт (левобер. Хужертэ). Баданская свита (позднеюрские субвулканические образования): C-7-35 - трахиандезит (левобер. Ихи-Горхона), 190 - трахито-липарит (правобер.Кулрукту), 184 - трахилипарит (левобер.Хили). 75 - андезиновый липарит (левобер.Атхи), 7080-I - андезин-анортотлазовый трахилипарит (правобер. Мал.Харкилгаты), 6078-I - кварц-андезин-анортотлазовый трахилипарит (правобер.Атхи). Раннепротерозойские ультраметаморфические образования: 340 - гнейсо-диорит (междуречье Бол.Харкилгаты - Айтэ), 333-2 - гнейсо-диорит кварцевый (водораздел Айтэ-Бол.Харкилгаты). Позднепалеозойские интрузии. I фаза: 194-a - сиенито-диорит (водораздел Мал.Саранки - Грязного Ключа); II фаза: 247 - гранодиорит (правый борт долины Носорихи), 168 - гранодиорит (водораздел Белой Речки - Барун-Кульякту), 1289-I - гранодиорит (левый борт долины Шин-Китэ), 979 - гранит амфибол-биотитовый (район г.Аита), 179 - гранит-биотитовый (водораздел Мал.Саранки - Хуртэя); III фаза: 2207 - лейкократовый гранит (правый берег Мал.Саранки). Познетриасовые интрузии. I фаза: 160-5 - габбро-сиенит (верховье Барун-Неметей), 164 - сиенит (верховье Барун-Неметей); II фаза: 4264 - грнносиенит (верховье Кадакты), 619-3 - граносиенит-порфир (левобер.Бол.Саранки); 2313-3 - гранит (правобер.Зун-Неметей); II фаза: 24 - гранит субелочной (левобер.Арин-Горхона); III фаза: 9 - аляскит (правобер.Арин-Горхона). Раннеюрские интрузии. I фаза: 549 - сиенит (водораздел Мал.Ямной - Атхи), 1683 - сиенит (левобер.Ямной); II фаза: 561-2 - граносиенит (правобер.Атхи, верховье), 28-5 - микрогранит (водораздел Мал.Саранки - Хуртэя), 2448-6 - гранит (правобер.Бол.Ключа), 2222-I - гранит (правобер.Тайдутки, низовье). Раннемеловые магматические образования: C-I-80 - трахибазальт (левый борт долины Гареки), 209 - трахиандезито-базальт (правобер.Хили). Анализ C-7-35 из коллекции А.Т.Бахаева [14], остальные анализы из коллекции Л.Е.Эйцельмана и др. [27].

21

Т а б л и ц а 2

Результаты определения радиологического возраста пород

№ п/п	Номер образца	Породы	Место взятия пробы	K, %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁹ , г/г		Возраст, млн. лет
					Ar ⁴⁰ / K ⁴⁰	Ar ⁴⁰	
1	2	3	4	5	6	7	8
Тамирская свита (ранне-среднетриасовые субвулканические образования)							
1	3380-3	Рассланцованный базальт	Левобережье Айтн (верховье)	0,66	10,5	0,018	220
2	3386-2	То же	Правобережье Айтн (верховье)	0,27	3,08	0,0935	161
3	3393-3	" "	То же	1,05	14,6	0,0114	194
Цаган-хунтейская свита (раннеюрские субвулканические образования)							
4	C-13-38	Трахит	Правобережье Хилка (вблизи дер. Сарантуй)	3,71	42,4	0,0094	162
5	C-II-22	"	Правобережье Хуртэя	3,78	51,5	0,0112	191
6	C-17-42	Трахиадезит	Левобережье Хуртэя	2,32	32,2	0,0114	194
7	C-II-I	Трахибазальт	Правобережье Хуртэя	0,91	21,2	0,0127	215
8	I533	Щелочной липарит	Правобережье Тайдutki	3,21	38,5	0,0099	170
9	C-17-210	Щелочной липарит	Левобережье Хуртэя	4,76	60,0	0,0119	193
10	2269	" "	Водораздел Бол. Саранки - Жепкеса (вблизи дер. Харагун)	3,58	46,1	0,0105	180
11	I532	" "	Правобережье Тайдutki	4,91	60,5	0,0101	174
12	342	" "	Правый борт долины Жепкеса	3,78	55,0	0,0119	202
13	C-II-4	" "	Левобережье Хуртэя	1,16	12,7	0,00874	151
14	2259	" "	Правобережье Бол. Саранки (низовье)	6,52	78,0	0,00966	165
Бадинская свита (позднеюрские субвулканические образования)							
15	C-464-163	Трахиллипарит	Правобережье Жепкесена	4,58	51,5	0,0032	158
16	C-464-206	"	То же	4,87	58,0	0,0098	169
17	C-464-255	"	" "	1,97	16,0	0,00665	115
18	C-204-275	Липарит	Верховье Ямной	3,91	43,1	0,009	155
19	I345	"	Левобережье Ямной	4,25	46,0	0,0089	158
20	C-255-60	"	Междуречье Ортинки - Загарино	4,00	39,2	0,0081	140
Тигнинская свита (нижнемеловые отложения)							
21	C-I ^I -3I ^x	Трахибазальт	Левобережье Гареки (низовье)	2,12	17,6	0,0068	116
Раннепротерозойские ультраметаморфические образования							
22	I2I-3	Гнейсо-диорит	Правобережье Мал. Хармугаты	2,00	50,6	0,0207	339
Позднепалеозойские интрузии							
23	I289-I	Гранодиорит	Правобережье Айтн (в среднем течении)	2,92	64,0	0,018	298
24	C-255-176	"	Междуречье Ортинки - Загарино	2,60	39,5	0,0125	212
25	960-I	"	Район г. Айтн	2,57	36,0	0,0115	196
26	960	Гранит	То же	2,23	38,8	0,0142	239

x) На карте и в тексте номером со штрихом C-I^I обозначены скважины Укурской партии [27] и скв. 7 Территориальной экспедиции, прочие - без штриха

1	2	3	4	5	6	7	8
27	577	Гранодиорит	Верховье руч.Атхи	1,64	22,5	0,0112	191
28	195	Диорит	Левобережье Грязного Ключа	1,0	17,4	0,0143	241
29	220	Граносиенит	Правый борт долины Зун-Неметей	4,75	65,0	0,0112	192
Раннеюрские интрузии							
30	1664	Щелочной гранит	Правобережье Мал.Ямной	4,21	45,5	0,0089	158
31	2202-а	Щелочной гранит-порфир	Левобережье Мал.Саранки	3,89	47,7	0,0100	172
32	403	То же	Правобережье Бол.Улентуя	3,86	49,0	0,0104	178
33	1683	Щелочной сиенит	Левобережье Мал.Ямной	4,61	50,7	0,009	165
34	1694	То же	Правобережье Мал.Ямной	4,59	53,5	0,0095	168

24

Все анализы из коллекции Л.В.Эйдегельмана и др. [27].

Мелкие участки этих пород (от 1 км² до узких языков шириной 5-10 м) встречаются практически повсеместно в виде остатков между рыхлыми и глыбами кристаллических эффузивов. Распространены языков средней и основной вулканической, а также общей полиметаллической фазы магматического поля среднекаледонского орогенеза, что, что эти высокометаллические эффузивы выношены восточнее. Их мощность превышает 700 м.

В Западном полюсе нижней части прослеживается узкой (2-5 км) полосой по периферии центрального блока, сложного породного доорского фундамента (низовья Удугутты, между ручьями Зун- и Вадун-Неметей). Здесь их мощность значительно меньше, чем в пределах, и составляет 100-300 м.

Наиболее полный разрез нижней части наблюдается на левобережье Бол.Саранки (оставлен по эльфу, обвалениям и скамьям). Здесь снизу вверх прослеживаются (в м):

1. Трахиты роговообманково-полевошпатовые 50
 2. Трахиты полевошпатовые 100
 3. Трахитовый-базальты 50-70
 4. Трахитовые 100-150
 5. Трахитовые 200-300
- Общая мощность по разрезу до 670 м.

Каждая пачка (поров) состоит по составу эффузивов состоит из серии сдвинутых потоков мощностью от 4 до 55 м. Наиболее широко распространены трахиты и трахитовые. Породы трахитовые и трахитовые-базальты сконцентрированы вблизи подольских каналов и быстро выклиниваются. На границах покровов иногда выявляются прослои туфов, по составу соответствующих выделенным эффузивам, и мелко-осадочные породы (5-10% объема полевитов).

Центры извержений эффузивов подымаются крутопадающими рыхлыми телами эссекит-диабазов (β₁) размером от 0,4х0,3 до 1,6х1,0 км, которые протягиваются цепочкой в осевой части грабена.

В образовании Уазарта-Неметейского вулканического пояса участвуют эссекит-диабазов протяженностью от 50-1300 м, мощностью до 20 м. Они ориентированы в северо-восточном направлении согласно с простиранием вулканических.

Трахиты. Роговообманково-полевошпатовые трахиты - сиренево-коричнево-темно-серые до черных массивные плотные или пористоминдалекаменные с выкристалленными плагиоклаза № 30, игольчатого амфибола, редко - калишпата. Минеральный состав: плагиоклаз - 50-55%, калишпат - 30-40%, роговая обманка зеленоватого-бурого - 5-10%, рудный минерал - 5%, моноклинический пироксен, биотит, кварц - единичные зерна. Основная масса микротрахитовая и микрошпатовая.

Полевошпатовые трахиты - пористоминдалекаменные породы темно-серого и бурого цвета с выкристалленными полевыми шпатами. Они сложены

платококлизом (в лезвонортутизированной кристаллической № 2-13, в основной массе - оксидов в адигоновых каемках) - 40%, калиягрозным поленным шпато - 25-30%, кварцем - 1-2%. Плиты микрокристаллического моноклинного пироксена и роговой обманки. Вторичные минералы по стеклу представляются хлоритом - 10-15% и рудным - 10-15%. Структура основной массы ортопривая, реже - нежно выраженный трихитовый. Вторичные изменения: обитит и амфибол опалитизированы, платококлиз серпентизирован, реже - хлоритизирован, калишист пелитизирован, по пироксену развивается хлорит. Минералы выполнены каледоном, цезитом, зеленым каледонополюсным минералом.

Трихитовиты - волютисто-филиальные и массивные плотные, реже миндалекаменные пороги сприваято-темно-серого и коричневого цвета с реликтами микрокристаллическими платококлизом, пироксена и калишиста. Минеральный состав: платококлиз (во кристаллических № 58, в основной массе № 42) - 70-80%, моноклинный пироксен - 15%, калишист - 10%, кварц - 1-7%. Структура основной массы плитококлизом с участками микрокристаллической. Вторичные изменения минералов те же, что и в трихитовых. Минералы выполнены цезитами, реже хлоритом и кварцем.

Рудниты трихитовитового состава представляются различающимися только по степени раскристаллизации эссекит-диабазы и трихитовитов, между которыми наблюдается постепенные переходы. Эссекит-диабазы - массивные пороги черного цвета тонкозернистые, реже с кристаллическими платококлизом и оливином. Минеральный состав свежих разностей: платококлиз (во кристаллических № 64-70, в основной массе № 58 с адиговыми каемками) - 55-65%, пироксен деципентит (2V = +56°, cNg = 44°) или зеленочерный и буроватый (2V = +56°, cNg = 30°, рудный минерал - 10-15%, калишист - 1-2%, структура основной массы диабазоват, участками пойкилофитоват, реже доломитоват и плитококлизомат.

Трихитовиты - черные, реже коричневатые и буро-красные плотные и миндалекаменные пороги. По минеральному составу они близки к эссекит-диабазам и отличаются только наличием полностью разложившегося стекла (5-40%). Эссекит-диабазы и трихитовиты обычно изменены: платококлиз замещается серпентитом, хлоритом, амфиболом, оливином - серпентитом, киннитом, рудным минералом, хлоритом, пироксен-хлоритом. Минералы выполнены кварцем, цезитами.

Трихитовитово-базальты микрокристаллические и по структуре близки к трихитовитам. Их минеральный состав: платококлиз (во кристаллических № 35-40) - 70-80%, моноклинный пироксен - 5-15%, рудный минерал - 5-10%, кварц - до 5%, калишист - до 5%.

Трихитовитовые массивные, иногда тонкозернистые, серо-зеленые до темно-зеленые. Структура их псевдотрихитоват, кварц-

рует от кристалло-витрокристаллической до витро-кристаллической. Обломки стекла замещены хлорит-амфиболовым агрегатом и рудным минералом. Вторичные кристаллокристаллические представляются плитококлизом и пироксеном, по сторонам обломки - материалом более ранних извержений и породами фундамента.

Трихитовитово-базальты - темно-зеленые и зеленоватые-бурные слоистые. Структура псевдотрихитово-пироксеново-лито-витро-кристаллическая. Они состоят из обломков стекла среднего состава, замещенного агрегатом хлорита с мелкозернистым зерном кварца и платококлизом (40-55%), обломков микрокристаллических (5-10%), кристаллокристаллического пироксена (5-20%), примеси осадочного материала, а также пород более ранних извержений и фундамента (5-30%). Связующая масса - агрегат хлорита и серпентита с микрозернами платококлизом, кварца и рудного минерала.

Трихитовитово-базальты - зеленоватые-серые, серые и розовато-серые слоистые пороги. В них чередуются слои (0,5-1 см), обогащенные пироксеновыми материалами или растительным детритом. Структура варьирует от крупнозернистой псаммитовой до адиголитовой. Осадочный материал - угловатые и слабо окатанные обломки адиголитов, трихитов, кварца, полевых шпатов. Цемент, представляющий продукт таме разложения пелла среднего состава, распределен неравномерно и составляет от 5 до 50% пороги.

В р у н н ы ч а с т ь (2). Кислые вулканические разности базальты представляются преимущественно астуризмскими и субвулканическими телами щелочных липаритов (21), реже граносиенитов - и трихитовидных (22). С липаритами связаны небольшие по площади залежи лав, пирокластических и пирокласто-осадочных пород (пять-кунгеловская свята, верхняя часть).

По наличию и составу кристаллических липаритов делится на айриновые, полевощатковые и кварц-полевощатковые. Каждая разновидность липаритов, а также граносиенит-порфирит образует самостоятельную группу, имеющие в плане вид резко вытянутых линз и эллипсов размером от 5-10х50-100 м до 14х6 км, реже изометричных (до 1х0,8 км) форм. В большинстве случаев тела круглоплашые, на что указывают неравномерность выходов их контактов от рельефа, непосредственные значения плоскостей контактов, многочисленные замеры фициальности в них, а также резко зональный характер магматического поля площади развития липаритов. Ориентировка аномалий на каждом участке совпадает с ориентировкой липаритовых тел, отражая характерные черты вулканогенных пород нижней полевой неметаллической кислыми адиголитами. Форма тел липаритов, их активные контакты с вмещающими породами, а также установленное в ряде случаев по характеру складок фициальности восходящее движение лавы позволяют уверенно относить

их к субинтравенной группе фаций. По величине конглолитов одна из разновидностей кислых вулканитов в других установлениях последовательности их образования (от ранних к поздним): айровые липариты; полевшатовые липариты; айровые липариты; кварц-полевшатовые липариты мелкокристаллические; кварц-полевшатовые липариты крупнокристаллические; гранокенигит-порфириты.

Экструзии липаритов имеют зональное строение. Центральные части сложены массивными или труднообъемными наиболее распространены зональными разновидностями, краевые — более тонкокристаллическими липаритами, тонкофидиальными, реже массивными. Эпиконтактовые оторочки, мощность которых колеблется от первых метров до первых сотен метров, как правило, сложены туфолодами, лавобрекчиями, часто туфовидными и лавимифрилоподобными, реже — тонкофидиальными липаритами со сферолоидными. По простраиванию характер эпиконтактовой оторочки может меняться.

С экструзиями липаритов связаны небольшие (до 4 км²) поля их туфов и туфопесчаников, туфоконгломератов. На лавобережье нижнего течения Жепека тогда кислых порожистых пород залегают на тракибазальты палео-хунтэйской свиты (нижняя часть) и имеют мощность около 250 м. В основании ее (150 м) залегают туфы полевшатовых и айровых липаритов, выше (100 м) — кварц-полевшатовых липаритов. Более мелкие выходы туфов, туфопесчаников и лавимифрилоподобных отложений в обрамлении экструзий кварц-полевшатовых липаритов в межуречье Хуртан-Бог. Сарванги. Здесь в туфопесчаниках собраны отпечатки *Equisetites* sp.

Липариты — айраниловые и крупнозернистые породы темно-фиолетового, темно-серого, реже сиреневого, буроватого и зеленого цвета, массивные, пятнистые и фидиальные. Выделяются полевшатовые, кварц-полевшатовые и айровые липариты. Полевой шпат выделенный кварц-полевшатовый (микроскопичный и альбит), редко — анортитовый. Во всех группах присутствуют лейкократовые и меланоократовые разновидности. Последние содержат шочные темнопетельные минералы (таштингоит-керолит, айрансоит-магнезиоайрансоит, барденкигит-магнезиоайрансоит, эгирин-диопсид) и повышенное количество рудного минерала. Структура основной массы сферолитовая, микропоякитовая (по трансо-фировой), редко — фельзитовая. Отмечаются также ракристаллизированные участки, сложенные зернистым кварцем, в меланоократовых разновидностях — в сочетании с эгиринитом.

Лаволасти липаритов приурочены к краевым и эпикальным частям экструзивных и субвулканических тел или складчатых массивов мощные из них. По морфологическим признакам, несмотря на существование промежуточных разновидностей, их можно разделить на две группы: туфовидные и лавобрекчие.

Туфолоды — листовые лавимифрильные породы туфовидной структуры, состоящие из зернистых мелкокристаллических разновидностей обломков и обособленных. Они делятся на выветловые (палеофидиолоподобные) и атакитовые (туфовидные).

Лавобрекчия — обломочные породы, очень сходные с псевдопоякитовыми туфами. Они состоят из изометричных с огливленными очертаниями обломков обломков и угловатых обломков вмещающих пород. Цемент (10%) представляет каменная-кварцевая агрегация, часто обогащенная рудными минералами, развивающаяся по эгирину.

Туфы липаритов пелито-псаммитовые, пелитовые, реже — с примесью псевдопоякитовых частей, кристалло-витрокристаллические и витрокристаллические, содержат до 10% чужеродных обломков. Цвет пород серый и желтовато-серый.

Описанные вулканиты представляют собой петрохимические элементы серии, объединяющую ряды пород от тракибазальтов до мелочных липаритов (см. табл. I). На диаграмме А. Н. Заварицкого их фигурирование точки образуют узкие ряды, расположенные параллельно крайним шельфовым породам с "таштингоитовой тенденцией". По сравнению с типичными средине и основными породами описываемой серии содержит несколько большее количество полевшатовой извести, а также более лейкократовые.

По индексу Ликока, равному 51, рассматриваемые образования принадлежат к типичным мелочным сериям (Хайвуд). По соотношению шельфовый они относятся к калкинговому ряду; в средине и основных разновидностях незначительно преобладает над калксом, в кислых их соотношении меньше на обратное.

Рассмотренные породы содержат повышенные концентрации (1,5-17,5 кларков) Rb, Sr, Ba, Y, K, La, Nb, Ce, Zr.

Таким образом, по минеральному составу и петрохимическим особенностям описанные вулканиты наиболее близки к ассоциациям шельфовых пород с "таштингоитовой тенденцией", которые, по В. А. Кузнецову, являются представителями тракибазальтовой формации. По количеству соответствия пород они могут быть отнесены к тракибазальто-тракигит-мелочной-кварцевой формации.

Рассмотренные вулканиты датируются ранней фазой на основании следящих данных: образования или структуры наложены на структуру триасового возраста; в межуречье Тайдунги — Вабун-Деметан наблюдается наложение палео-хунтэйских тракибазальто-базальтов на трансо-фировый батурского комплекса (в том числе на субмелочные); в бассейне Бог. Сарванги лавки эвсексит-диабазов и мелочных липаритов образуют триасовые эффузивы и гранитоиды; на соседней с запада площади [26] палео-хунтэйские вулканиты и прорывающие их гранитоиды атакит-

кого комплекса несомненно перекрываются отложениями хардыгачинской свиты среднего возраста; спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из туровалевролитов палея-хунтеевской свиты, нижняя часть (схв. 17), по мнению А.А. Сиротенко, можно датировать "ранней-средней юры, вероятно, концом лемаса - началом дотера"; на правобережье Хуртая в горах палея-хунтеевской свиты (верхняя часть) нами совместно с В.А. Амантовым обнаружены отпечатки крокоота *Equisetites* sp. (определение В.П. Валдмировича); большая часть определенных радиолютецкого возраста описываемых пород указывает на интервал от 162 до 194 млн. лет (см. табл. 2).

С р е д и и о г д е л

Хардыгачинская свита (4 рт)

Свита представлена терригенными континентальными отложениями, выполненными релакты двух выкли: северной (Намгульской) и южной (Хардыгачинской). Они протягиваются цепочками северо-восточного простирания через всю изученную площадь.

Отложения наиболее полно представлены в Хардыгачинской выклине. В северном борту ее (вопорядке Агчи - Мал. Хардыгачи) они сменяются в антиклинальном складку субширотного простирания с размером крыльев I, 7-2, 7 км и падением 30-70°. Ядро ее четко трассируется поивенной интенсивности магнитного поля, что свидетельствует о единстве фундамента, хотя он не обнажается. В составленном здесь по названию и эдавно разреза надписывается (снизу вверх) в м:

1. Конгломераты валуны (размер валунов 20-70 см) с разногалеечно-песчаным заполнителем. В составе валунов резко преобладают породы мезозойского фундамента 70
2. Конгломераты крупно-среднегалечные с явными доичными составом галек 30
3. Песчанники зеленоватого-серые средне-крупнозернистые с единичной галькой и травяни 30
4. Конгломераты крупновалуны. В составе валунов 50% гранитоидов, 50% аффузивов. Заполнитель - среднезернистый аркозавый песчанник 110-160
5. Конгломераты крупно-среднегалечные. В составе галек преобладают аффузивы палея-хунтеевской свиты 30
6. Переслаивание мелко-среднегалечных конгломератов, травертистских крупно-среднезернистых и мелкозернистых зеленых песчанников. Мощность прослоев 1-3 м 30

7. Конгломераты среднегалечные. В гальках травертистских и аффузивы палея-хунтеевской свиты. Заполнитель - песчанники разнозернистый полимиктовый 140-180

8. Песчанники аркозавые среднезернистые с лаванды грубозернистые и прослоями мелкозернистых песчанников мощностью 10-20 см 30

Общая мощность по разрезу 470-560 м.

Лаким образом, верх по разрезу обломочного материала уменьшается, степень окатанности увеличивается, состав меняется от тринитного до аффузивного.

К югу (вопорядке Бол. и Мал. Хардыгачи) описанные отложения сменяются однообразной толщей конгломератов, состоящей из мелкогалечной (1,5 км) мощности. Конгломераты валуно-галечные, редко разногалечные с единичными лаванды песчанников. В составе обломочного материала преобладают кислые аффузивы тамарской свиты и травертистского позднего палеозоя, встречаются аффузивы палея-хунтеевского обилия и травертистских аффузивного комплекса. Валунки и гальки хорошо окатаные, часто уплощенные. Заполнитель песчаный, тип заполнения поровый и базальдно-поровый.

В северо-восточном направлении уменьшается мощность свиты и несколько изменяется ее состав. Так, на вопорядке Шит-Кытты, Мал. Хардыгачи, южной в нижней части свиты покрывается прослой травертистского валунов мощностью до 100 м. Ядро восточнее (между речками Линой - Ортинки) в основном ее конгломераты замещаются песчанниками (165 м). В Намгульской выклине в разрезе хардыгачинской свиты резко преобладают валуно-галечные конгломераты (мощность валунов 20-120 см), а на крайнем северо-востоке выклины - разногалеечно конгломераты, причем в составе валунов присутствуют только травертистские позднепалеозойского и бичурского комплексов, а в составе галек - преимущественно кислые аффузивы тамарской свиты. В верховьях Барун-Хуртая в верхах разреза покрывается песчанники (100-300 м) с прослоями базальтов мощностью до 100 м.

Конгломераты валуно-галечные и разногалечные зеленоватого и буровато-серого цвета. Валунки (до 1 м в диаметре) и гальки составляют 50-80% породы. Они хорошо окатаны и уплощены. В составе их преобладают местные породы. Заполнитель - травертист, песчанники, алевритистые песчанники. Распределение валуно-галечного материала различной крупности неравномерное, количество заполнителя варьирует от 20 до 50%. Заполнение поровое и базальдно.

Песчанники - разнозернистые плохо сортированные породы зеленоватого-серого цвета. Состав обломочного материала варьирует от аркозавого до полимиктового и вулканомиктового. Цемент (5-10%) глинистый, травертистско-глинистый, редко карбонатный, слабо дивалезированный. Структура его пелито-алевритовая (0,04-0,1 мм), тип - контактовый и контактово-поровый.

Трахиобазальты — темные массивные и пористые породы, состоящие из плагиоклаза (антезин № 40-45) — 60%, рудного минерала — 35%, стекла — 0-5%, псевдоморфов рудного минерала и минералов по темнопережитым минералам. Структура афировая и порфировая с интерферальной основной массой.

Характер отложений карбонатной свиты свидетельствует об их принадлежности к молассовой формации, к фации конглов наноса и таких дельт временных потоков.

На соседней с запада территории свита несомненно залегает на раннеюрские вулканы и трахитоиды [26] и несомненно же перекарбонатовой баблнской свитой (верная ира). Отпечатки флоры, собранные в левом борту долины Мат. Харыгати из гальки карбонатных конгломератов, определены В.А. Вакромевым как *Sclerophylaxis ex gr. latipetiolata* (L. et H.) Broner. Они имеют широкое вертикальное распространение: весь разрез иры — низы мела [26]. По данным палинологического анализа (исполнитель А.А. Сиротенко), наиболее вероятный возраст этих отложений средняя-поздняя ира.

Все эти данные с учетом относительного возрастного положения позволяют датировать описанные отложения средней иры.

В е р х н и й о т д е л

Баблнская свита (J₃rd)

Описываемые образования представлены кислыми, умеренно кислыми, в резко подчиненном количестве средними вулканическими и теосо связанными с ними вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Они состоят из двух тектономатематических структур (вулканическая): Таркано-Сангинокур и Халинскоур (см. рис. 1, 3). Первая из них представляет собой структуру линейного типа, протягивающуюся в северо-восточном направлении от низовьев Тарки до восточной рамки листа на 62 км. Она состоит из четырех линейных структур второго порядка: Айтнскоур (22х2-3 км), Яннинской (27х1-4 км), Хужертинской (32х1-4 км) и Кенгесенской (протяженность около 8 км). Халинская вулканическая свита из двух сочленяющихся ветвей: одна (32х7-10 км) протягивается в субмеридиональном направлении по деревям Хали, другая, существенно, проследкается от стрелки Хали — Кудрукту до низовьев ири-Хуртан на 50 км при ширине 1-5 км.

Из-за плохой обнаженности описываемые образования изучены преимущественно по срезкам. Сложенные ими структуры состоят из девяти вулканических тел (J₃) сопровождаемых небольшими потоками лав и полями порокластических и вулканогенно-осадочных пород. На участках замкнутая структура вулканогенные образования замещаются терри-

генными. Большинство тел кислых вулканических имеет круглое падение, на что указывают соотношения их контактов с рельефом, круглые падение флишеидности вблизи иек, в также приуроченные к контактам графитовые свиты характерные наметки полей, угловатые глыбы при лавальных флюидных конгломератах. Угловатые (бассейн Агзе, Хужертин)

наблюдается сложная глыба, состоящая из круглопадающего подложного ядра и пологозападающего надвешной части. По петрографическим признакам породы разных фаций аналогичны. Экструзия имеет зондированное строение, причем зондированность в покровной и подвешившей вышележающей. Эпиконтактовая зона состоит из флюидных (полюса с выделением сферолоидов) или наиболее тонкораспространенных породах (до вулканических стеклов). Непосредственно на контактах отлагается лавобрекция. К контакту глыбы распространены породы нескольких фаций. С экструзией тесно связаны накопленные прирастворительского матерьяла. При удалении от экструзии прослойки туфов быстро выклиниваются.

Описываемые образования очень изменчивы. В различных вулканических и отдельных структурах второго порядка варьирует соотношение эффектных различного состава, а также пород стратифицированной и субинтрузивной группы фаций. Однако во всех структурах наблюдается общая последовательность указанных пород, образующихся в два крупных этапа. Каждый этап начинается небольшим извержением эффективных среднее и среднеосновного состава. В дальнейшем отмечается увеличение кремнекислотности и щелочности извергаемого материала. Установлена общая последовательность формирования позднеюрских вулканических: первый этап — трахиандезиты, трахиты, трахито-липариты анортитовые, трахипариты анортитовые; второй этап — трахиандезиты-базальты, липариты андезитовые, трахипариты андезит-анортитовые и кварц-андезит-анортитовые.

Образования первого этапа наиболее полно представлены в восточной части Халинской вулканической. В основании свиты здесь залегает трахиты и трахиандезиты. Чередование массивных и поркислых-дальканенных, часто шлокопородных, разновидностей определенно свидетельствует об их покровном залегании. Мощность трахиандезитов в св. 7-70 м. Выше залегает трахито-липариты (74 м). Описанные породы представляют линейными экструзивными анортитовыми трахипаритами, с которыми связаны поля туфов, туфопесчанников и туфоволигитов (мощность до 100 м). Завершается вулканизм на распространяемом участке формирования скучных тел экзопозитивных брекчий (св. 7). Они состоят из обломков трахито-липаритов и трахиандезитов, цементированных кислым стеклом с кристаллокластатами андезита, по-видимому, по составу соответствующими андезитовыми липаритами. Запасные в составе свиты количество вулканогенного матерьяла уменьшается.

Гареха-Сантинский вулканический состоит из четырех структур (Трабеов) второго порядка. В крайней с запада Андийской структуре соос-тава позднепротерозойских образований изменчив. Восточный фланг ее сложен вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями второго этажа. Андийские лавы слагают два куполовидных вулкана, в ко-торых выделяется круподиметровые подольские каналы и подольские казле-шеские участки мощностью до 39 м. Выше, на развиги фаяки этих купо-лов, залегает толща валувно-гравельных туфокогнитоморфов с редкими прослоями (5-15 м) туфотравалитов и туфопесчаников. Толща вмещает мелкие актуризы андезит-анортотитовые и кварц-андезит-анортотитовые трахипластитов, с которыми связаны прослойки туфов мощностью до 27 м, быстро выклинивающиеся по удалению от подольских каналов. Общая мощность толщ превышает 100 м. К западу количество и размер актуризов тем уменьшаются. В составе свиты преобладают вулкано-генно-осадочные, а на северо-востоке Гареха - осадочные породы: кон-гломераты, песчаники, алевролиты. Они вмещают единичные дайки трахи-литов. На правобережье Гареха в нижней части разреза содержат-ся прослойки трахипластитов-базальтов.

Являющаяся структура сложена преимущественно эффузивами, среди которых присутствуют породы только второго этажа позднепротерозойского вул-канизма. В св. 204, пройденной в образований покровной фаяки, на-блюдается (снизу вверх, основаные разреза не вскрыты) в м:

1. Толща андезитовых лавитов	215
2. Толща вулканических трахипластитового со-става:	
потоки трахипластитов	41
туфы трахипластитов псаммитовые базальте ..	14
туфопесчаники средне-крупнозернистые, содер-жащие тонкие (до 3 см) прослойки псаммито-алевроли-товых туфов	5
Общая мощность толщ 60 м. Общая мощность по разрезу 276 м.	

В Хумертинской структуре присутствуют образования обоих этапов позднепротерозойского вулканизма. Так, в св. 578, вскрышей породы покров-ной фаяки, на аркозовых песчаниках харлэтинской свиты залегают (в м):

1. Трахитово-ластиты	11
2. Туфокогнитоморфы вулканические мелко-среднезернистые. Преобладают отложения подольских трахитово-ластитов, режа встречается галька транс-толов. В верхней части горизонта покрываются галька трахипластитов-базальтов	96

3. Трахипластитово-базальты	35
4. Андезитовые лапаты	96

Выше залегает четвертичные осадки. Общая мощ-ность по разрезу 238 м.

К югу от описанной свиты развиты андезит-анортотитовые и кварц-андезит-анортотитовые трахипластиты, оформившиеся в за-ключительную стадию позднепротерозойского вулканизма.

Крупнообломочные осадочные породы, сло-женные преимущественно роль играют тонкообломочные осадочные породы, сло-женные по осадку и осадкам нижнего мела, и она в значительной мере перекрыта нижнемеловыми отложениями. В разрезе по отдельным свитам (462, 464) не наблюдается резкой смены вулканических и вул-канико-осадочных образований базальтовой свиты андезитовых осад-ков. Однако мелкие материалы позволяют считать более вероятным предположение о том, что нижнемеловые и верхнепротерозойские образования представляют самостоятельные структуры. Крупнообломочные структуры пред-ставляет собой вулканоэктонический трабен, к осевой части которо-го приурочены актуризы андезит-анортотитовых трахипластитов, а осадочными и осадочными породами. В разрезе по св. 462 на палеозой-ских гранитах залегает (в м):

1. Туфы трахипластитов сильно каолинизиро-ванные	2
2. Трахипластиты (возможно, их туфы) силь-но измененные	29
3. Туфотравалиты	6
4. Коенотуфы трахипластитов псаммитовые ..	16
5. Туфогави трахипластитов атактитовые крупнообломочные	6
6. Коенотуфы трахипластитов псефито-псам-митовые	33
7. Сменная несортированная порода, со-стоящая из мелких плохо окатанных галек под-стигших вулканических и алевролитов и заполните-лей (50-60%), представляющего разнозернистым гра-вельистым алевролитовым песчаником	0,5
8. Тонкое (1-3 см) ритмичное переслаивание песчаников (от средне- до мелкозернистых), алев-ролитов и архидитов. Слоистость горизонтальная прямая и слабоволнистая. Части слои замучивания и небольших разрывов	10,5
9. Сменная порода, аналитичные слои 7 ..	7

10. Песчанники вулканомитовые ртутьносильные содержат редкие прослои (1-4 см) алевролитов. Слоистость прямая горизонтальная

11. Породи, аналогичные слою 7

12. Туфы трахипаритов алевролитовые

13. Ртутьно переслаиваемые вулканомитовые песчанники и алевролиты, аналогичные слою 8. В средней части горизонта - трахитовый прослой смешанных несортированных пород, аналогичных породам слоев 7 и 9. Для этих пород, как и ранее, характерны скопления угловатых обломков трахипаритов. Видно, они порфеластические

14. Туфонтомераты средне-мелкозернистые. В нижней части слоя (около 1 м) - скопление угловатых обломков трахипаритов, а также подстилающих песчанников и алевролитов

15. Алевролиты с прослоями (2-3 см) мелко-ордезернистых песчанников, редко - конгломератов (до 0,5 м)

16. Песчанники вулканомитовые. В нижней части слоя средне-крупнозернистые трахелитовые, выше мелкозернистые

Внешне залегают осадки нижнего мела. Гранница ирра и мела нерезкая, проводится по смене сложенности гидроботитовым цементом, характерным для вулканогенно-осадочной толщи, породами с карбонатным цементом (K₁). Общая мощность по разрезу 207 м.

За пределами позднеюрских вулканогенных структур встречаются дайки субвулканических лейкограновых и гранит-порфиоров (Л₁₃). Они развиты в междуречье Жепсеса-Булагон в раннеюрских вулканических и гранитоидах, на левобережье Агжи в конгломератах карайтагинской свиты и в междуречье Носорихи-Таректи в позднепалеозойских гранитоидах. Дайки крутопадающие, мощность их колеблется от 3-5 до 50-150 м, протяженность - от десятков метров до 5 км.

Трахиандезиты - породы черного, режа буро-красного и серого цвета плотные и пористо-минеральные с микрокристаллическими плагиоклазами. Структура основной массы пилотактовая. Минеральный состав: плагиоклазы (во вкраплениях № 40-50, в основной массе № 20-25) - 40-65%, моноклинный пироксен - 15%, рудный минерал - 10%, стекло - 5-35%, калишпат - 0-5%. Минералы вкраплены карбонатом и кварцем.

Трахиандезито-базальты в отличие от описанных пород содержат более крупные вкрапления плагиоклаза и большее количество (20-25%) темновесного минерала. Структура их основной массы интросерпентинная.

Трахито-липариты - породы серого и белесого цвета массивные, очень редко - неясно флициальные, афировые или с 3% вкрапленников белого, режа волно-прозрачного калинатрового пологого шпата. Минеральный состав: калишпат - 30-50%, плагиоклазы (альбит) - 40-60%, кварц - 1-5%, рудный минерал - 2-7%, биотит - единичные зерна. Структура основной массы трахитовая с участками пойкилитовой.

Липариты андезитовые - розовато-серые, буроватые, реже серые. В стекловатых частях черные массивные и неясно флициальные. Они содержат вкрапленники андезина (№ 32), бурого биотита, редко - кварца. Основная масса микрофелицитовая с участками пористой структуры или столбчатыми псевдоферритами. Редко отмечаются витрофиды. В последних иногда наблюдается перлитовая отдельность.

Трахипариты макрокристаллически и по структуре-текстурным признакам схожи с липаритами. По составу вкрапленников среди них выделяются анортотриазовые, андезин-анортотриазовые и кварц-андезин-анортотриазовые. Во всех разновидностях, кроме того, присутствуют вкрапленники бурого биотита.

Лавокласты липаритов и трахипаритов делатся на две основные разновидности: туфовые и лавобрекчи. Туфовые характерны для псевдообломочной структурой основной массы, обусловленной наличием многочисленных сходно ориентированных линзочек аяколитового строения. Лавобрекчи представляют плотно спланившиеся обломками туфовая размером до 1 см.

Эксплозивные брекчи - обломочные породы, состоящие из угловатых и округлых обломков размером от 1 мм до 3-4 см. Обломки разнообразны по составу, но резко преобладают внешние породы. Цемент (1-2%) представлен вулканическим стеклом кислого состава.

Туфы кислого состава - светло-серые, зеленоватые и белесые массивные и слоистые породы кристалло-лиго-витрокристаллической структуры. Пелитовые, псаммитовые, редко - псефитовые. Состав кристаллоидов аналогичен составу вкрапленников соответствующих афизитов.

Туфонтомераты разнозернистые, режа вулканно-газовые несортированные. Вулканы и гальки представлены преимущественно (60-100%) ранее сформированными верхнеприслыми афизитами, в меньшей степени - породами верхнеюрского фундамента. Обитательность магнезиала хороша и средняя. Лавреда встречается угловатые обломки афизитов, формировавшихся одновременно с осадками. Залогингель (30-60%) - мелкозернистый туфопесчанник и туфосравалит.

Туфопесчанники - светло-серые и белесые породы массивной текстурной разновидности; обломки угловатые и плохо окатанные, представляющие кварцем, полевыми шпатами, биотитом, афизитами. В песчанниках

содержится примесь алевроитового материала, иногда значительная (до 40%). Цемент гипсоидности.

Описываемые вулканы представляют собой петрохимически единый сериал пород с содержанием кремнезема от 57,5 до 77,6%, среди которых резко преобладают (95%) кислые и умереннокислые разновидности (см. табл. I). Для них характерна независимость содержания полевоплатовых щелочей и извести от меланократовости пород. На левой половине диаграммы А. Н. Заварицкого ряд их фигуративных точек располагается параллельно оси СВ в лейкократовой части между крайними Сан-Франциско и Этны, в меланократовой — между ассоциациями "ландлеритового типа" и Этны. На правой части диаграммы ряд точек параллелен оси AS и располагается между крайними "ландлеритового типа" и Пелле. Породы перешли от глиноземом, калий в них заметно преобладает над натрием. Они могут быть отнесены к формации калиевых диаритов.

Для описанных образований характерны пониженные концентрации элементов-примесей. Достигают кларковых только содержания Ni, Zn, Yr. Структуры, выполненные описанными образованиями, заложены на структуре харьковитинской свиты. В центральной части хутортинской структуры андезитовые диариты неостаточно залегает на харьковитинской свите и палеозойских транзитидах. На соседней с запада территории фаунистически охарактеризованные отложения нижнего меда с разрывом налегают на бакинскую свиту и прорывали ее трансверсально порфиры и содержат только этих пород [2, 25]. На правобережье Хулы, непосредственно севернее раскопываемого района, в бакинской свите В. М. Скобко и В. Ф. Жерловых [20] собраны остатки энтомофауны из отряда Diptera и Homoptera, в том числе из семейства Rholorsillidae, торнадо более сходные с видами из верхней крыи Кара-Таяу, чем из лейаса Средней Азии, и другие характерные формы, известные только в верхнеюрских слоях Кара-Таяу. Предварительно оценивая этот комплекс, А. П. Расницын указывает, что это "почти несомненная верхняя крыя". Радиодатировочный возраст пород 135-155 млн. лет (см. табл. 2). Приведенный материал позволяет достаточно уверенно датировать бакинскую свиту и связание с ней субвулканические образования поздней крыи.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л

Нижнемеловые терригенные отложения выполняются две системы впадин: Хитокочур (Харьковская и Мотозовская впадины) и Паревитинская (Паревитинская и Лепкозенская впадины). Они характеризуются спокойными мелитивными полами и локальными травертиновыми минералами.

В разрезе нижнего меда выделяются два крупных ритма, разделенных травертиновыми. Породы нижнего ритма соответствуют коронитовой свите, верхнего (начиная с базальтов) — типинской.

Коронитовая свита (К. dt)

В низке разреза свиты залегает ритмично построенная толща конгломератов, травертинов, песчаников и алевролитов с прослоями углестых алевролитов и линзами углей, в верхних — монотонная толща алевролитов с прослоями мелко-тонкозернистых песчаников и аргиллитов.

Свита наиболее широко развита и лучше изучена в Харьковской впадине, усложненной двумя продолжительными вывалами, делющими ее на три участка. Типичный для валов разрез наблюдается в св. I, где на траверте базальта ранней крыи залегает (снизу вверх) в м:

Нижняя толща

1. Конгломераты крупноподгочечные 1,3
2. Песчаники крупно-губозернистые с прослоями среднегалечных конгломератов мощностью 0,1-0,3 м 7,3
3. Алевролиты серые тонкоосистые с прослоями (5-6 см) песчанистых алевролитов 1,0
4. Пачка переслаивания разнообразных песчаников и среднегалечных конгломератов. Мощность слоев 10-40 см 3,1
5. Конгломераты мелкогалечные 0,8
6. Конгломераты крупноподгочечные с обугленными растительными детритом 4,2
7. Ритмичное переслаивание углестых аргиллитов, алевролитов, разнообразных песчаников 3,5
8. Песчаники крупно-губозернистые с единичными прослоями (5-20 см) алевролитов 5,8
9. Песчаники крупно-губозернистые полимиктовые с прослоями мелкозернистых песчаников 1,6
10. Песчаники мелкозернистые с прослоями (10-30 см) алевролитов 1,0
11. Переслаивание мелкозернистых конгломератов с крупно-губозернистыми песчаниками содержащими прослой (10-30 см) алевролитов .. 8,1

12. Ритмичное переслаивание мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников	1,6
13. Песчаники крупно-грудобозернистые с редкими прослоями (10-30 см) гравелитов и конгломератов	2,8
14. Конгломераты средне-крупногалечные ..	2,2
15. Песчаники крупнозернистые с редкой галькой	1,9
16. Конгломераты разногалечные с редкими прослоями песчаников	7,9
17. Песчаники светло-серые крупно-грудобозернистые	1,9
18. Разнозернистые песчаники	8,1
19. Ритмичное переслаивание углистых сланцев, алевролитов с прослоями углей и разнозернистых (от мелко- до грудобозернистых) песчаников. Мощность ритмов 15-70 см	2,9
20. Разнозернистые песчаники	14,6
21. Ритмичное переслаивание разнозернистых песчаников и алевролитов с тонкими (1 см) прослоями углей. Мощность ритмов 15-70 см	7
22. Ритмичное переслаивание песчаников различной зернистости (от тонкой до крупной). Мощность ритмов 20-50 см	11,6
23. Разнозернистые песчаники	8,4
24. Прослой углей	0,3
25. Ритмичное переслаивание алевролитов, песчанистых алевролитов и тонко-, мелко- и среднезернистых песчаников	6,8
26. Переслаивание песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	6,7
Верхняя толща	
27. Алевролиты серые масляные	11,5
28. Алевролиты серые тонкоосистые с редкими прослоями (3-15 см) крупнозернистых песчаников	7,4
29. Тонкое (1-30 см) ритмичное переслаивание серых алевролитов и светло-серых песчанистых алевролитов	11,9

30. Переслаивание тонкозернистых и мелкозернистых сланцистых торшонгальско- и коослоистых песчаников

31. Алевролиты песчанистые светло-серые сланцистые с прослоями алевролитов и арталитов

32. Алевролиты арталиты серые масляные

33. Алевролиты серые торшонгальскоосистые с маломощными (5-7 см) прослоями песчанистых алевролитов

34. Песчаники светло-серые тонкоосистые

35. Алевролиты серые с травянистыми участками и прослоями песчанистых алевролитов

36. Переслаивание (1-10 см) песчаников и алевролитов

37. Алевролиты с единичными травянистыми час-тицами и обугленным дегритом

Мощность нижней толщи 122,4 м, верхней - 147,6 м. Общая мощность 270 м.

От выдов (сх. 1, 4) к центру мурды (сх. 6, 10) наблюдается увеличение мощности отложений и замещение конгломератов и грудобозернистых песчаников нижней толщи мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, в верхней толще появляются прослой арталитов, мощность и количество прослоев песчаников уменьшается. Максимальная мощность нижней толщи (285 м) установлена в сх. 7, верхней (352 м) - в сх. 6. Максимальная изученная мощность доронинской свиты в Харгунской впадине 637 м. По данным В38, она достигает 800 м.

В Молгозской впадине, по данным А.Т. Рыкаева [14], разрез доронинской свиты аналогичен вышеописанному. В прибортовой части ее (сх. 4к) на конгломератах средней иры залегают разногалечные конгломераты нижней толщи (49,9 м) и песчаники и алевролиты верхней толщи (37,6 м). К центру впадины отложения становятся более тонкообломочными и мощность их превышает 198 м (сх. 3к).

В Тарекинской и Желкесенской впадинах доронинская свита несомненно залегает на средне- и верхнеюрских образованиях. Она предстала в травянисто-мелкогалечными конгломератами, фациально замещаясь песчаниками с единичными прослоями гравелитов. Изученная мощность свиты в Тарекинской впадине 94 м (сх. 5), в Желкесенской - 120 м (сх. 4б2).

В алевролитах верхней толщи доронинской свиты (Харгунская впадина, сх. 2) найдены единичные створки плохой сохранности *Zealipia cf. alberta Scobll., Z. sp., Dactylina ? klengelevia Sht.* (определения С.М. Синицы), характерные для верхов тургинской - низов кутинской

свит (нижний мел). На принадлежность свиты к нижнему мелу указывает и спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из отложений всех рассмотренных выделов.

Титинская свита (K₁Tg)

Свита представлена разноглыбыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и трахобазальтами.

В Харьковской выделении она выстилает малые мушкетеры предмудостенно в ее краевых частях. Так, на впо-западе (схв. I¹) титинская свита залегает на алевролитах доронинской свиты, и разрез ее имеет следующий вид (снизу вверх) в м:

1. Базальты зеленоватого-серые массивные и мидалекаменные	5,5
2. Алевролиты	1,0
3. Базальты серые массивные и мидалекаменные	1,0
4. Алевролиты песчанистые светло-серые	1,4
5. Базальты черные массивные и мидалекаменные	1,1
6. Алевролиты песчанистые светло-серые с прослоями и линзами аргиллитов, иногда обогащенные углестым веществом	9,8
7. Базальты черные тонкокристаллические массивные и мидалекаменные	31,7
Мощность свиты по разрезу 51,5 м.	

В северо-восточной части выделов к титинской свите отнесены гравелиты (40 м), залегавшие на алевролитах доронинской свиты (схв. I⁵).

В Могонской, Тарекинской и Лепхесеновой выделов титинская свита согласно залегает на доронинской, выходящая центральные части мушкетеры. В двух термах она имеет мощность около 40 м и представлена разноглыбыми конгломератами с прослоями разновысотных песчаников. В Лепхесеновой выделении в основании свиты залегает трахобазальты (20 м). Выше - мелко-среднеглыбые конгломераты (50 м). Общая мощность свиты не менее 80 м.

Согласное залегание доронинской и титинской свит и полная идентичность выделовых из них спорово-пыльцевых комплексов, характерных для нижнего мела, позволяют датировать титинскую свиту ранним мелом, чему не противоречат и абсолютный возраст базальтов (116 млн. лет, табл. 2).

Нижнеглыбые отложения относятся к угленосной меласовой формации. В них в содержании, преобладают кварцы, присутствуют следующие элементы-примеси: Zn, Pb, Sc, Be, Ga, Zr, Y, U, Sr, Se, La.

КАРИЗОНСКАЯ ГРУППА, ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования раздельного генезиса покрывают сплошным мелом мощностью 1-10 м всю исследованную площадь. Только в долине Ухика мощность их достигает 20-50 м, а во впадине Левобережной - 97 м. Они делятся на верхнечетвертичные, верхнечетвертичные-современные и современные.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{III})

Осадки этого возраста выстилают впадину Левобережной, расположенную на левобережье Ухика между реками Тарекса - Мал. Динья. В ней выделяются две субширотные мушкетеры, раздельные целочушечные выветлов фундаменты. Большая часть выделов перекрыта более мелкими (Q_{III}-I_{III}) осадками.

Представительный разрез описываемых отложений вскрыт схв. 9 в центральной части северной мушкетеры, где под золовыми осадками и аллювием I террасы общей мощностью 40,6 м залегает (сверху вниз) в м:

1. Песок желтовато-серый средне-мелкозернистый с единичными угловатыми обломками размером 1-10 см	5,8
2. Суглинок желтовато-серый с редкими правильными зернами	1,2
3. Глина зеленоватого-темно-серая с небольшими частями	2,0
4. Суглинок зеленоватого-серый с прослоями (10-20 см) песка	8,0
5. Глина черная с единичными прослоями (10-20 см) супеси и редкими частями песка и гравия	3,0
6. Супесь желтовато-серая с прослоями (10-20 см) песка	6,0
7. Песок мелкозернистый серовато-желтый с редким гравием и прослоями (0,1-0,3 м) черной глины	6,0
8. Глина коричневатого-темно-серая с прослоями (10-20 см), обогащенными гравием	

песчаными зернами (0,1-1 см), составляющими 30% объема интервала	15,0
9. Глина черная с редкими травянистыми зернами (2-7 мм)	1,0
10. Глина желтовато-теплого-серая с 10-20% песчаных и гравийных зерен	6,0
11. Обломки (0,5-10 см) угловатые и диаоокатанные	3,8

Ниже заделаны эффузивы нижней дрн. Общая мощность верхнечетвертичных отложений по разрезу 56,8 м.

Нижняя часть разреза (слой II) сложена осадками дельтавально-проливавального генезиса. К верхам разреза (слой 3-10) они постепенно сменяются осадками озерного генезиса. Вначале разрез осадки дельтавально-проливавального и проливавального (слой I-2).

В направлении от центра мурды к выступам фундамента и бортам впадины резко уменьшается мощность осадков, становится грубее их материал. Разрезы этих частей впадины сложены осадками лишь двух генетических типов: дельтавально-проливавального и проливавального, причем ближе к бортам впадины и выступам фундамента первые доминируют. Исходя из характера осадков, состава и осоденностей их расчленения, можно предположить, что формирование отложений впадины происходило в небольшом мелководном замкнутом бассейне. Приступившие в осадках мелкой (0,5-1,5 мм) единичной крупности зелистого выветривания указывает на восстановительную обстановку среды накопления.

Описание образования выявляются древнейшими рыхлыми осадками района. Они перекрывают отложения нижнего меда и перекрываются аллювиальными и волюво-проливавальными образованиями позднечетвертичного-современного возраста. По данным спорово-пыльцевых анализов тлин (скв.9), возраст описываемых осадков отвечает второй половине казанского межледникового, т.е. является позднечетвертичным.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е - с о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (9ш-1у)

Отложения этого возраста широко развиты в бортах долины рек и их крупных притоков. Они представляют осадками аллювиального, дельтавально-проливавального и волювого генезиса.

А л л у в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я

Эти осадки складывают первую напойменную террасу многих крупных рек. Наиболее полный разрез террасовых отложений вскрыт скв.15 в правом борту долины Хиты (сверху вниз) в м:

1. Глинисто-песчано-гравийные отложения с плохой и средней, резко хорошей окатанностью зерен	16,3
2. Песок средне-крупнозернистый травялистый, слабо скреплен глинистым материалом, который составляет 10-15% породы	7,2
3. Песчано-глинистые отложения с редким травьем	5,0
4. Песок травялистый с редкой хорошо окатанной галькой	16,5

Террасовые отложения перекрывает осадки нижнего меда. Общая мощность по разрезу 45,0 м.

Вблизи тыловых пиков террас в нижних частях разреза среди аллювия выявляются прослой дельтавально-проливавальных осадков.

Отложения первой напойменной террасы залегают на осадках позднечетвертичного возраста. В террасовых отложениях [археологические спорово-пыльцевые комплексы, характерные для раннего голоцена. Кроме этого, на смежной с севера площадке в террасовом отложении Кудина И.Н. фонным в 1955 г. собраны костяные остатки позвоночных (Rhinoceros antiquitatis Blum., Equus hemionus Raf., Cervus sp.), характерные для отложений не древнее среднеплейстоценовых [8]. Все это позволяет считать террасовые отложения позднечетвертичными-современными.

Дельтавально-проливавальные и волювные образования

На площадке работ широко развиты рыхлые образования смешанного генезиса, представляющие в основном песчаные, прудоченными к различным типометрическим уровням выходы до гробей водоразделов. Среди песков выделяются два типа: монотонные и с примесью песчано-волю материала. Первые охвачены в арке желтые и коричневые, при характерные для волювных образований, и обладают слоистостью, присутствующей основанию песчаных волюв. Пески второго типа (проливавально-дельтавальные) содержат обломки обнажидкисы вблизи пороги. Они сформировались при перемещении по склонам волювных песков и смешивании их с местным материалом. Наблюдается участки переслаивания песков этих генетических типов. Это говорит о том, что волювные песков этих генетических типов. Это говорит о том, что волювные песков этих генетических типов.

вне и дельтавидного-продвигательные процессы происходили геологически одновременно. Мощность рассматриваемых отложений колеблется от 25 м у подножий склонов до 0,5-1 м в приводоходных частях. На многих склонах, где основные отложения развиты незначительно резко повышенная мощность склоновых осадков (5-7 м) отмечается только у их оснований.

Описанные образования залегают на позднечетвертичных осадках впадины Левобережной. Кроме этого, они перемещались с террасовыми отложениями Хайга (вблизи тыловых швов террас). В связи с вышеизложенным и учитывая, что их формирование продолжается и в настоящее время, дельтавидного-продвигательные и основные осадки датируются как позднечетвертичные-современные.

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (Q_{IV})

Среди современных отложений выделяются осадки альпидельтавидного, дельтавидного и эльвизального теневица.

Альпидельтавидные образования развиты в долинах всех рек и имеют мощность от первых метров до 15-33 м. Они представлены песчаными, песчано-гравийными и песчано-галечными отложениями. Палька и трапый размером от 0,7-2 до 5-7 см хорошо окатаны. В придортовых частях долин, в основании разреза современного альпиды, иногда попадаются линзы суглинков с дресвой и меденной дельтавидного теневица.

Дельтавидные отложения, представляющие крупноглинистые, дресваноглинистые и песчано-глинистым материалом, развиты на склонах и у подножья сопок. Мощность их увеличивается от крутых склонов к выложенным участкам от 0,3-0,5 до 5 м.

Эльвизальные отложения (0,5-2,5 м) развиты на вершинах плоских водоразделов и представляются шебенчато-глиновым материалом. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до 1-2 м, в общем увеличивается вниз по разрезу.

И Н Т Р У З И В Н Н Е О Б Р А З О В А Н И Я

Эти образования составляют 80% территории. Среди них выделяются ультраметаморфические породы раннепротерозойского возраста, крупные интрузии позднего палеозоя и мезозойские гипабиссальные и субвулканические интрузии: триасовые, раннеюрские, позднеюрские и раннемеловые.

РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Данные образования представлены гнейсо-диоритами и гнейсо-гранитами, которые являются производными последовательных стадий

единого процесса ультраметаморфизма. Совместно с породами мелканизской серии они составляют крупный выступ фундамента. Ядро его (водораздельная часть Юлоновского хребта) сложено породами кислого состава, на периферии (северные отроги хребта) преобладают более основанные разновидности.

Гнейсо-диориты (g₁рк₁) подразделяются на амфиболовые и биотит-амфиболовые. Первые развиты в бассейне Бол.Харытаги, вторые - в бассейнах Мелеса (ленин) и Мал.Харытаги.

Амфибод-биотитовые гнейсо-диориты - среднезернистые породы гнейсовидной структуры и неясно выраженной полосчатой текстуры. Они состоят из линзовидных стержней лейкократовых минералов, разнородных полосчатых "колцевидных" (переломчатых) скоплениями биотита и роговой обманки. Последние, кроме того, составляют крупные коруптиржаемые порфириобласти. Амфиболовые разновидности отличаются выраженной полосчатостью, обусловленной линзовидными скоплениями амфиболов. Для обских разновидностей характерны значительные колебания количества темнопетельных минералов: от 10 до 30%, а также неравномерное распределение кварца, содержание которого колеблется широкими (сотни метров) полосами и не зависит от мелководности пород. По составу породы варьируют от диоритов до кварцевых диоритов и сложены плагиоклазом - 60-80%, калишпатом - 0-15%, кварцем - 0-20%, биотитом - 0-20%, роговой обманкой - 2-40%, фенитом - 1%. Плагиоклаз двух типов: первый - интенсивно серпигитизированный - образует мелкие кристаллы, иногда слагавшие скопления грабидной - образует крупные кристаллы; второй (# 30-40) - новообразованный - свежий, образует кристаллы, обнаруживающие тенденции роста. Иногда это типичные "наполненные" порфириобласти с выделением биотита и плагиоклаза первого типа. Характерна оптическая ориентировка позднеотропного лавления. Ксеноморфные зерна кварца располагаются параллельно гнейсовидности, иногда образуя скопления, вытягивающиеся в виде жлоков. Они корродируют плагиоклаз и темнопетельные минералы. Кальцевый полевой шпат (обычно нерешетчатый) встречается в порфириобластах и мелких ксеноморфных зернах и корродирует все минералы. Отмечается прямая зависимость между содержанием кварца и калишпата. Темнопетельные минералы (зеленый биотит и зеленая роговая обманка) образуют линзовидные скопления или окаймляют метабласты плагиоклаза. Роговая обманка, кроме того, образует крупные порфириобласти, содержащие выделения плагиоклаза и кварца.

Гнейсо-граниты (g₂рк₁) - мелко- и мелко-среднезернистые породы гнейсовидной текстуры: темнопетельные минералы и линзовидные (трапуды) кварца ориентированы. Сложное гнейсо-гранитам тело имеет

Подосчатое строение, обусловленное выдвигавшимися минеральными породами. В образцованную или структуру выписываются многочисленные сква-
даты гнейсов и амфиболитов магланского сери. На контактах со сква-
даты нередко отмечается обогащение гнейсо-гранитов темновыми
минералами с образованием пород гранодиоритового состава. Гнейсы
интерпретированы по тектоническим петлятам и лейкократовым вли-
вениями гранитами с образованием пород типа подосчатых магмати-
тов. Выявляются единичные секущие дайки пегматитов и амфиболов (р.р.)
мощности 1-2 м, протяженность первые десятки метров.

Структура гнейсо-гранитов трансформирована, река порфиридо-
вая, иногда охватывая и гипокристаллической. Состав изменчив: пла-
ноклаз - 20-25%, кварц - 25-50%, калиевый полевой шпат - 25-40%,
биотит - 5-20%, роговая обманка - до 1%, апситовый - циркон, впа-
тит, фен, ортит, рудный минерал. Планоклаз (олигоклаз) слагает
короткопризматические зерна в основной массе породы, а также микро-
морфные порфиридо-части. Калишат совершенно свежий, не имевший пер-
литов и микроклиновой решетки. Он встречается как в виде порфири-
до-частей, захватывающих при росте планоклаз, биотит, кварц, так
и в ксеноморфных зернах, выполняющих интерстиции. Кварц в зернах
неправильной формы образует линзовидные скопления (гранулы).

Характер гнейсо-диоритов и гнейсо-гранитов свидетельствует об
их ультраметаморфическом происхождении за счет пород магланского
сери в результате переэкстативации, сопровождающейся превращением
кремнезема и окиси калия.

В гнейсо-гранитах в концентратах, преобладающих кварцоне в
1,2-3,3 раза, содержится Mg, V, Sc, Mo, La, Y, Zr .

Возрастное положение ультраметаморфических пород определяется
тем, что они сформированы за счет нижнепротерозойских образований
магланского сери и слагают с ними единую структуру. Это позволяет
считать их синклинальными и датировать ранним протерозоем. Вернее
протерозойские отложения заведать на описанных породах с разрывом
и содержат их гальку (Верховья Ортунки).

Однако в пределах Колонново и Магланского хребтов, так же
как и в других районах Забайкалья, описанные образования в течение
последней истории геологического развития были подвергнуты неоди-
нократной ретенерации. Так, в блоках ультраметаморфических пород,
расположенных в бассейнах Мал.Харытаги, Ортунки и Липсена, широ-
ко проявлены процессы наложенной калишпатизации. Структура этих по-
род метасоматическая порфиридо-образована, река - тетеробластовая. Со-
став непостоянен. В них выделяются реликтовые участки гнейсо-диорит-
тов, гнейсо-гранитов, гнейсов и крупные новообразованные порфири-
до-части кварца и решетчатого микроклина.

В зоне Северно-Болонного разлома (левобережье Бол.Харытаги)
описанные породы так же, как и контактирующие с ними палеозойские
гранитоиды, претерпели интенсивное расщепление и повторную пе-
реэкстативацию.

В части Болонного хребта, расположенной на территории деста, и
продукты ретенерации представлены прожилками и небольшими телами
(первые сотни метров) лейкократовых трансформированных гранитов. В
масштабе карты они не могут быть показаны. По мнению авторов,
В.В.Старченко, В.А.Аманова, Б.Я.Хоревый и др., с процессами рете-
нерации связано омоложение радиологического возраста гнейсо-гранит-
тов. Однако породы, в которых не наблюдаются следов значительного
вторичного преобразования вещества, эти исследователи датировали по
времени их формирования ранним протерозоем. Л.А.Козубова считает
гнейсо-граниты палингенными и датирует ранним палеозоем в соответ-
ствии с полученными ею радиологическими данными: 443±57 млн. лет по
торий-свинцовой изохроне (лаборатория ВОСГЕИ).

ПОДНИМАЮЩИЕСЯ ИНТРУЗИИ

Поднимающиеся гранитоиды занимают около 1000 км². Они сло-
жены четыре массива: Зун-Хуртайский, Шин-Киттинский, Тангинский и
Пасчанский, представляющие собой триединные круглопадающие тела,
сформировавшиеся в мезовиссальных условиях в три фазы, соответст-
вующие трем этапам эволюции магматического очага. Об этом свиде-
тельствует как закономерное изменение петрографических и петрохими-
ческих признаков, так и характер взаимоотношений пород различных
фаз друг с другом. Первая фаза представлена диоритами и сиенито-
диоритами. Они интрузируются гранитами и гранодиоритами второй
(главной) фазы (водораздел Мал.Сарынки и Гранного Клыта). Последние
в свою очередь прорываются лейкократовыми гранитами третьей, закли-
пительной фазы (левобережье Мал.Сарынки).

На изученной территории расположена восточная часть, Зун-
Хуртайского массива, которая имеет протяженность 50 км и ширину
43 км. Она разделена более молодыми образованиями на группу выхо-
дов общей площадью 670 км². Почти вся изученная часть массива сло-
жена гранитоидами II (главной) фазы, граниты III фазы слагают небольшие
круглопадающие тела в центральной части массива, а мелкие тела диоритов I фазы совместно с ксенолитами раннекембрийских (?) эффузи-
вов располагаются в южной периферической части. Здесь же в породах
главной фазы выявляется мелкозернистая энтоконтактовая оторочка,
что свидетельствует о близости естественного контакта массива,
уничтоженного более молодыми образованиями. Указанное распределе-

ние пород внутри массива находит отражение в магнитном поле: отчетливое наделекротовыми гранитами и частично над гранитоидами II фазы (бюджетные разновидности), положительное — над остаточной частью массива. В грабитационном поле массив характеризуется четким минимумом, обусловленным пониженной плотностью пород. Травматическая ступень совпадает с выемкой контактом массива. Геофизические данные, по мнению И.А. Матвеева [21], свидетельствуют о том, что Зун-Хуртэвский массив является плитообразным телом мощностью 13-17 км с круглопадающими контактами.

Шин-Куттинский и Песчанский массивы в отличие от вышеописанного — небольшие (240- и 50 км²) линейные круглопадающие тела северо-восточного простирания. Татвинский массив — крупное изометрическое в плане тело с круглопадающими контактами, расположенное на изученной территории северной части. Шин-Куттинский и Татвинский массивы распространяются в пределах травматического максамума, что свидетельствует об их небольшой вертикальной мощности. Песчанский массив характеризуется понижением травматического поля на фоне регионального максамума, а породы, составляющие это, интенсивно каталогизированы. К позднепалеозойским интрузиям этот массив относится условно.

Перечисленные массивы сложены гранитами и гранодиоритами II фазы с редкими ксенолитами диоритов I фазы и пород фундамента, что находит отражение и в магнитном поле: снохоной отрицательной над гранитами и положительной над гранодиоритами и диоритами. Граниты III фазы закартированы только в Татвинском массиве.

I ф а з а . Диориты, сyenиты-диориты ($\beta_1\beta_2$) — мелкозернистые порфидрофильные преимущественно роговооблачные породы, состоящие из порфидрофильных кристалликов роговой обманки (20-40%) и примативчатых зернистой основной массы. Минеральный состав: плагиоклазы двух генераций (многоступенчатого-зональный I генерации — № 31-60, незональный II генерации — № 24-37) — 50-70%, роговая обманка — 25-35%, кварц — единичные зерна, калишпат — единичные зерна — 20%, биотит — 0-15%, пироксен — единичные зерна. Иногда, при обогащении пород амфиболом (40-60%), они переходят в тафиро-диориты и тафиро, при локализации кварца (до 10-15%) — в кварцевые диориты и сyenито-диориты.

II ф а з а . Граниты, гранодиориты ($\beta_2\gamma_1\beta_2\gamma_2$), являются резко преобладающими в составе интрузии, составляют все наиболее крупные тела.

В гранитах выделены две фациальные разновидности: амфиболовые, участками переходящие в амфиболовые, и биотитовые. Амфиболо-биотитовые граниты — это среднезернистые порфидрофильные породы пятнистой окраски с крупными (до 4х1,5 см) порфидрофильными кристаллами

никами биотита и розовых полевых шпатов (редко кварца) и типично-морфозернистой основной массой. Биотитовые граниты — равномерно мелкозернистые породы с неоднородной структурой (типичноморфозернисты с элементами аялтономорфозернистой). В составе гранитов содержится: кварц — 25-45%, плагиоклазы (ступенчатого-зональный I генерации № 12-37 и незональный II генерации № 13-17) — 15-50%, пертитизированный микроклин, вступающий в реакционную взаимосвязь с кварцем и плагиоклазом, — 15-45%, роговая обманка в количестве нескольких кристаллов — 0-10%, биотит бурый — 0-15%.

Гранодиориты также представляют крупную разновидность: амфиболовые и биотитовые. Амфиболовые гранодиориты служат для разобличения участка в Зун-Хуртэвском массиве. Это серые массивные среднезернистые породы с характерными удлиненно призматическими (до 4х13 мм) резко аялтономорфными кристаллами роговой обманки (10-15%), серовато-белыми табличками полевых шпатов и единичными чешуйками биотита. Биотитовые гранодиориты (до трапезов) закартированы в западной части Татвинского массива. В отличие от амфиболовых гранодиоритов это светло-серые среднезернистые породы с характерным резко аялтономорфным биотитом в кристаллах толщиной до 0,5 см и очень незначительным содержанием за счет крайней неравномерности распределения кварца (от 10 до 25%). Другие минералы в объектах различаются присутствием в биотитах количества: зональный плагиоклаз — 35-60%, калишпат — 15-25%.

Своеобразный облик имеют интенсивно каталогизированные трапезоиды Песчанского массива — темно-серые с пятнистыми спонгиозными темнопочвенными минералами породы, состав которых меняется от трапезоидного до гранитного в интервале от долей метра до сотен метров, структура — от биотитово-кварцевой (в каталогизированных) до биотитово-амфиболовой и лепидогранобластовой (в массивах). Каталогизиты состоят из дробленных порфирообразных плагиоклазов (оптоклазы № 28-30) — 40-50%, биотита — 25%, кварца — 20%, мусковита — 5%, единичных зерен калишпата, карбоната и сфена. Гранобластовый мелкозернистый аялтономорфный 10-15%. Милониты состоят на 70% из гранобластового аялтономорфа и реликтов дробленного плагиоклаза. Вторичные минералы — серпентин, халцит, мусковит — свидетельствуют о зеленосланцевой фации метаморфизма этих пород.

III ф а з а . Граниты лейкократовые ($\beta_1\beta_2\gamma_3$) — это светло-розовые мелко-среднезернистые породы, состоящие из темно-серого кварца, образующего пломероскопления, — 30-40%, незонального плагиоклаза (№ 8-16) — 10-40%, калишпата (микроклина) — 25-50%, бурого биотита — 0 — единичные чешуйки. Структура пород аялтономорфно-вершинная однородная.

Длики пегматитов и аплитов (ρ, ρ_{Σ}) встречаются очень редко во всех описанных массивах. Мощность их 0,5-2 м, протяженность 10-100 м, простирание разнообразное, контакты с вмещающими породами резкие, крутые.

Петрохимические особенности пород комплекса (см. табл. I) свидетельствуют о том, что они представляют собой единый массив пород пегматитовидного ряда с незначительным монотонным уклоном в первой фазе и с очень слабым отклонением в сторону пород с повышенной пегматитовидностью в поздних фазах. По петрохимическому составу они приближаются к типу Сан-Франциско и относятся к группе габбро-диорит-гранитовых формаций, по В.А. Кузнецову.

Описанные гранитоиды бедны элементами-примесями. В концентратах, превышающих кларк в 1,1-2,7 раза, в них содержится K_2O , Ca , Rb , Be , La .

К верхнему палеозой описанные гранитоиды относятся на основании следующих данных. Они прорывают метазойские нижнего кембрия (?) (р. Мал. Удентуй) и прорываются ранне-среднекарибовскими экзотриазийскими диоритами, связанными с тамбурской свитой (р. Велая Речка). Абсолютный возраст пород (см. табл. 2) колеблется от 298 до 191 млн. лет. Триасовые диориты противоречат геологическим данным и связаны, очевидно, с наложенным мезозойским процессом активизации. Значения 298-298 млн. лет соответствуют верхнему палеозою.

Песчанский массив датирован поздним палеозоем условно. Из-за неопределенных наложенных процессов (катаклаза и миконитизации) взаимно-отношения его с ортинской свитой нижнего карбона решаются неоднозначно. По наблюдениям Л.А. Козубовой [18], ортинская свита залегает на гранитах массива, по наблюдениям авторов, массив интрузивует свиту [27].

ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Триасовые интрузии представляются ранне-среднетриасовыми субвулканическими образованиями (описаны выше совместно с тамбурской свитой) и поздне-триасовыми бичурского комплекса.

Бичурский комплекс

Гранитоиды этого комплекса совместно с вулканидами раннего-среднего триаса входят в Кулунскую тектономагматическую структуру (см. рис. 3). Имеется сложная сеть массивов общей площадью 450 км². Все они характеризуются сложными полициклическими магматическими процессами от знаменитого поля позднепалеозойских гранитоидов. Триа-

совые массивы совместно с позднепалеозойскими располагаются в пределах гранитоидного массива, несмотря на то, что плотность пород, слывших их, значительно выше, чем гранитоидов позднего палеозоя. Это наряду с резко выраженным гшибсальным, иногда субвулканическим (гранит-порфир) обликм пород, свидетельствует о незначительном объеме plutonov и гшибсальных условий их становления. Последнее произошло в три основных и один дополнительный этап. I фаза представлена сиенито-диоритами, габбро-сиенитами, сиенитами, триасовыми-диоритами; II - гранитами, триасовыми, триасовыми-диоритами; вторым дополнительная (II') фаза - субдиоритными триасовыми, гранитами; III фаза - александритовыми гранитами. Для всех фаз характерно широкое развитие порфирных анатитов составляющих их пород.

Наиболее крупные массивы водораздельный и Кулунский. Первый (140 км²) приурочен к водораздельной части хр. Дуган-Хуртай. В плане его очертания извилистые с многочисленными заливами и аффидзаями, простирание которых поочередно северо-восточным (основным) и северо-западным (поперечным) разломом. Структура массива зональная. Южная и юго-восточная части сложены образованиями I фазы, а юго-западная и северо-западная контакты южной части юго-западной части прерывистой цепочкой. Центральная часть массива сложена субдиоритными гранитоидными II' (дополнительной) фазы, прорванными удлиненными, резе изометрическими телами александритов III фазы, тупоугольными в две цепочки северо-западного простирания. Для всех тел, слывших массива, характерна дайкообразная форма (от 1,5х4 до 4х15 км). Крутое падение контактов и резко меняющиеся (на 90°) простирание тел свидетельствуют о прерывистости образований I и частично II фазы (гранит-порфир) к трещинам северо-восточного простирания, а III фазы - к трещинам поперечного направления. Исследования являются тела II' (дополнительной) фазы, использованные обе системы.

Кулунский массив расположен на водоразделе Кулуна и Хиди. При ширине 2-8 км он вытянут в субширотном направлении на 40 км. Массив сложен в основном гранитами II фазы. В плане форма образованного им тела резко удлиненная "ступенчатая" с извилистыми и угловатыми очертаниями. Юго-восточная часть массива мелкозернистая, а участками порфировая факты шириной 0,1-1 км. Падение контактов в основном, крутое, только на северо-востоке, судя по сравнительно широкой (500 м) зоне экзоконтактового ороговения, более пологое. К южному и северному контактам описанной интрузии приурочены мелкие шток и дайкообразные тела александритов III фазы.

Из других массивов два (Хохлинский и Прикулунский) на изученной площади расположены частично. Они сложены преимущественно гранитоидами I и II фаз. Падение контактов крутое.

I ф а з а . Снежно-диориты, тафиро-сникиты ($\xi_2, \eta^1 T_3$), сникиты (ξ), граносенинто-диориты (γ_2, δ) образуют небольшие тела, расположенные на периферии всех массивов. Породы этой фазы кардинальются большой пестротой состава, даже в пределах одного тела. Цвет их варьирует от сиреневого-серого до темно-серого и буроватого. Они отличаются резким клиноморфным действующим платиноклазом и часто изотропным афидомом. Наиболее распространены сникито-диориты, состоящие из платиноклаза ($\# 25-40$) - 55-75%, калишита - 3-7%, проросена - 1-2%, роговой обманки - 10-20%, псевдоморфов по темно-красным минералам - 3-4%, рудного минерала - 2%, кварца - 1-5%. При резком увеличении количества калишита (до 40-60%) они переходят в сникиты, кварца (до 20%) - в граносенинто-диориты, темноцветных минералов - в тафиро-сникиты. Для всех пород характерно наличие мономинаральных оросков и скопления, обусловливающих тахситовую текстуру, образование и частичное замещение непертитизированными каковыми полевыми шпатами платиноклаза, изменение структуры от призматической до типиломорфнозернистой.

Далее граносенинто-диорит-порфиров ($\gamma, \delta^1 T_3$) очень редки, встречаются на правобережье Бурун-Хуртаг. Они имеют северо-восточное простирание, крутые падения и размеры порфирки 5х50 м.

II ф а з а . Граниты (γT_3), граносенинты, граносенинто-диориты ($\gamma_2 T_3$), гранит- и граносенинто-порфир ($\gamma_2, \delta^1 T_3$). Каждая из выделенных групп пород складает самостоятельные тектонические тела, часто зонального строения. Гранит- и граносенинто-порфирны складывают преимущественно энкоктитовые зоны и мелкие жильные тела. Купультинский массив сложен гранитами, вдоль южного контакта переходящими в граносенинты. Граносенинты, слывшие Хожинский и Бурун-Неметейский массивы, часто переходят в граниты и граносенинто-диориты (до сникитов).

Породы II фазы характеризуются серым и сиренево-серым, иногда голубовато-серым цветом и порфиральной структурой. Преобладают граниты, которые состоят из 25-50% калишита, 15-50% платиноклаза ($\# 20-40$), 20-40% кварца, 0-2% роговой обманки, 1-7% биотита. Граносенинты содержат 85-90% калишита, 1-2% платиноклаза, 15-20% кварца, 1-2% роговой обманки и 2-3% биотита. Граносенинты постепенно переходят в граносенинто-диориты, содержащие больше платиноклаза (35-50%) и темноцветных минералов (10-15%), но меньше калинатрового полевого шпата (15-30%). Основная масса пород микро-, мелко- и среднезернистая (аллотриоморфнозернистая с элементами микрографической, микропиклитоной, аликтовой и сферолитовой структур), содержит скопления мелких зерен зеленовато-бурого биотита и зеленой роговой обманки. Кальциевый полевой шпат пертитизированный, часто интенсивно замещает платиноклаз.

Далее гранит-, граносенинто- и граносенинто-диорит-порфир ($\gamma_2, \delta^1 T_3$) составляют мощность 2-130 м, протяженность от 100 м до 1,5 км. Они развиты в междуречье Трянного Ключа - Мал. Сарынки и на стреле Хайон - Тарага преимущественно среди палеозойских гранитов.

III (дополнительная) ф а з а . Суселочные граносенинты, граниты ($\gamma_2, \delta^1 T_3$), гранит- и граносенинто-порфир ($\gamma_2, \delta^1 T_3$) складывают тела зонального строения, причём зональность обусловлена не только наличием мелкозернистых и порфировых энкоктитовых оросков, но и изменением состава пород от периферии к центру тел от граносенинтов с обильной роговой обманкой до гранитов и граносенинтов с субидеальной роговой обманкой. При этом в породах уменьшается количество платиноклаза и увеличивается содержание целочного полевого шпата, а содержание кварца резко варьирует.

Породы III фазы характеризуются голубовато- и сиренево-светло-серым цветом, мелкокристаллическим, порфиральной и порфировой структурой. Основная масса аллотриоморфнозернистой, участками микрографической и аликтовой структуры. Граносенинты состоят из пертит-антшпертита - 50-87%, платиноклаза ($\# 25-33$ до $\# 15-17$) - единичные зерна - 25%, кварца - 10-20%, роговой обманки - единичные зерна - 5%, биотита - единичные зерна - 1%, фена - до 0,5%. С увеличением количества кварца до 25-30% они переходят в граниты. Для этих пород характерно наличие широкооблитчатых кристаллов пертит-антшпертита, в которые включены зерна платиноклаза.

III ф а з а . Аликтовые граниты (γT_3) складывают мелкие широкообразные тела с узкими (50-100, редко 500 м) энкоктитовыми оросками гранит-порфиров. Иногда гранит-порфир ($\gamma_2, \delta^1 T_3$) образует самостоятельные тела. Описанные породы сиренево-розовые массивные с темно-серым (до коричневого) кварцем характерной округлой формы в порфировых разновидностях. Состав их однороден: платиноклаз ($\# 29$ до $\# 16-18$) - 10-40%, калишит (пертитизированный) - 30-65%, кварц - 25-40%, биотит - 0-2%. Структура мелко-среднезернистая (аллотриоморфнозернистая и порфировая с аллотриоморфнозернистой и аликтовой основной массой).

Далее гранит-порфир ($\gamma_2 T_3$) располагаются волнами и трупами III фазы. Преобладающее простирание их северо-восточное (с отклонением до северо-западного), мощность от 5-25 до 50-70 м, падения крутое. Породы, слывшие их, по составу полностью аналогичны вышесказанным гранитам. Структура их порфировая с аликтовой и микрографической основной массой.

Далее диоритовых порфиров ($\delta^1 T_3$) завершают формирование би-чурного комплекса. Они образуют пояса в догрясовых породах (между-

Речке Травный Ключ - Мед. Улентуй, Ноорука - Кетлес и др.), реке встречается среди описываемых гранитоидов (бассейн Черного Кетлеса, Зун-Хурта и др.) Мощность даек 3-40 м, протяженность 50-600 м, простирание, в основном северо-восточное, падение крутое.

Дорожные порфиры - зеленоватые-серые массивные породы, состоящие из 20% порфирообразных платококка размером от 1х2 мм до 2х4 см. Состав пород: платококк (во включенных № 50, в основной массе № 40) - 60-75%, пироксен - 20-25%, роговая обманка - 1-20%, кварц - 1-2%, рудный минерал - 2-3%, каменный порошок шпата - единичные зерна. Структура основной массы призматически зернистая, участвуют диабазовая.

Контакты гранитоидов бичурского комплекса с вмещающими образованиями резкие, эрозивные. Эпиконтактовые изменения в интрузивных телах всех фаз описаны (мелкозернистые и порфироидные фазы). Эпиконтактовое воздействие на вмещающие вулканиты трааса проявляется в их ороговении в зонах шириной от первых метров до 500 м. В позднелавозойских гранитоидах на контактах с описываемыми породами отмечается биотитизация амфибола.

Гранитоиды бичурского комплекса представляют собой петрохимически единую серию ($SiO_2 = 53,6-76\%$) нормального с повышенной щелочностью ряда, очень близкую по составу к тамирским вулканитам (см. табл. I). Вулканиты и гранитоиды сходны по содержанию полевошпатовой извести, в среднем приближаясь к типу Энг. Для тех и других характерна резко выраженная натриевость. Однако общее количество полевошпатовых щелочей в гранитоидах (в среднем промежуточное между типами Сан-Франциско и Энг) несколько выше, чем в эффузивах.

Преименная форма интрузий, типобазальные и субвулканические условия образования, тесная пространственно-структурная и временная связь с близкими по составу вулканитами раннего-среднего трааса указывают на принадлежность комплекса к ряду вулканоогенных интрузивных формаций (по В.А. Кузнецову). Петрохимическая особенность породы и их количественные соотношения позволяют выделить бичурский комплекс в сиенит-граносиенит-трианговую формацию. В породах этого комплекса, как и в тамирских вулканитах, в концентратах, превалирует кварц в 1,1-3 раза содержится Ca, Zn, Pb, Mo, Ba, La, Y, Zr. Резко повышена концентрация Sr (5-13 мкродов).

Относительное возрастное положение бичурского комплекса определяется прорыванием или тамирской свиты в межуречье Кудрукту - Хуля и несоотнесенным залеганием на них трахтобазальтов раннеюрской палео-хунтейской свиты на левобережье Тайдукты. Радиометрический возраст пород комплекса 192 млн. лет (см. табл. 2), по-видимому, от-

ражает заключительный этап становления интрузии. Все это позволяет датировать бичурский комплекс поздним триасом.

РАННЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннеюрские интрузии развиты в основном в пределах Казарте-Немерейской и Черновской тектономагматических структур совместно с вулканитами того же возраста. Интрузии представлены субвулканическими образованиями (описаны совместно с палео-хунтейской свитой) и мелочными гранитоидами атхинского комплекса.

Атхинский комплекс

Атхинский комплекс представлен мелочными сиенитами (I фаза) и мелочными гранитами (II фаза). Они слагают четыре массива: Тайдуктский (190 км²), Атхинский (100 км²), Уха-Цуцунский (20 км²) и Хавта-Ринский (12 км²). Кроме того, как в пределах вулканиды, так и в его обрамлении имеются множество даек эфк пород. Атхинский и Уха-Ринский массивы сложены породами обейк фаз, остальные - только гранитами II фазы. Все массивы, кроме Тайдуктского, являются типичными крупноплавленными преципными интрузивами. Слагающие их тела различных структуральных, вытеснены согласно с общим простиранием массивов и имеют зональное строение, Тайдуктский массив, судя по геофизическим данным, представляет собой пластовое тело небольшой мощности. К югу от него отходят две крупноплавленные апофизы, подкупольном охватывающие Загаринскую куполовидную структуру.

В экзоконтактах массивов триасовые и раннеюрские эффузивы в зонах мощности от десятков сантиметров до первых метров приобретают роговиковую структуру. Изредка отмечается слабое окварцевание. Только в остатках кровли Атхинского массива и в восточном экзоконтакте Тайдуктского массива ширина зоны роговиков достигает 500 м.

I фаза а. Мелочные сиениты до кварцевых сиенитов ($\xi_{T_1}^{T_1}$) сиенит-порфирит ($\xi_{T_1}^{T_1}$) - массивные породы среднекварцево-коричневого и коричневого цвета. В центральных частях интрузивных тел сиениты крупнозернистые, в периферических - средне- и мелкозернистые порфиридные, в андиоконтактах - до крупнопорфиритовых сиенит-порфиритов. Структура сиенитов пинналоморфновершинная. В основной массе сиенит-порфирит, кроме того, отмечаются участки микрографидической структуры. Минеральный состав: микроклин-перлит (с единичными реликтовыми включениями интенсиано альбитизированного платококка № 33-46) - 75-90%, кварц - 1-10%, мелочные амфиболы (магнезиоалюмосиликат и арфвонит) - 2-4%, эпидим-диопсид - до 2%, диопсид в реликтовым

кристаллах и окисит - единичные зерна, акцессорные - апатит, сфен, ортит, рудный минерал, чешкинит.

Дайки сикит-порфиров ($\text{Si}_2\text{P}_2\text{O}_7$) редки. Небольшие рои их встречаются на правобережье Хуртан, в низовьях Черного Ленкса. Это - крупнозлачные тела протяженностью до 1 км, мощностью до 10 м.

II ф а з а . Шелочные граниты до трансформации ($\text{Si}_2\text{P}_2\text{O}_7$) - средне и среднезатяжные массивные породы различных, как правило, неравномерной зернистости: в центральных частях массивов средне-крупнозернистые, в периферических - средне-мелкозернистые и мелкозернистые в эндоконтактах. Структура их типичноморфнозернистая с участками микротрафической. Минеральный состав: калийнатровые полевые шпаты (микроклин-пертит и альбит, имеющий со всеми минералами реакционные взаимоотношения) - 55-65%, кварц - 30-40%, эпидиот-диопсид - 1-4%, магнетитовая окиси и гидротусит - 2-4%, акцессорные те же, что и в сенинтах. Альбит распределен крайне неравномерно. Размеры участков интенсивной альбитизации колеблются от 2-3 см² до 20-100 м², а в Атхинском массиве в верховьях Вд.Кипча и на правобережье Мел.Линной, а также вдоль восточного контакта Теджугского массива наблюдаются поля альбитизированных гранитов площадью в первые квадратные километры. В этих породах отмечаются несколько повышенные содержания бериллиа, олова и ниобия, который совместно с танталом концентрируется в не используемом промышленностью минерале - чешкините.

Дайки гранит-порфиров ($\text{Si}_2\text{P}_2\text{O}_7$) отличаются от гранитов более темной окраской и повышенным содержанием щелочных амфиболов (до 10-15%). Структуры их разнообразны: микрогипидоморфнозернистая с участками микротрафической и алитовой, гранофидровая, сферолитовая. Они образуют пояса шириной 2-5 км и протяженностью до 20 км (Межуречье Мал.Саранки - Мал.Улангун, правобережье Атки, верховья Барун- и Эун-Неметег. Дайки крупнозлачные мощностью 5-60 м, протяженностью 100-900 м.

Атхинский интрузивный комплекс представляет породыми кислото и среднего состава ($\text{SiO}_2 = 62,1-77,7\%$), очень близкими по петрохимическим особенностям к патаг-хунтеевским вулканитам. Ошибка для них является резко выраженной "пантеллеритовой тенденцией", низкие содержания извести, принадлежность к образованным кальциативного рода. Гранитоиды отличаются от вулканитов повышенным содержанием щелочей и еще большей лейкократовостью. Они относятся к формации щелочных гранитов.

В гранитоидат атхинского комплекса, как и в ранневереских вулканитах, в концентрации, превышающих кларк в 2-17 раз, содержатся Nb, Y, Yb, Zr, Ce, La, Be, Pb, Sc.

Щелочные гранитоиды проявляют вулканизм патаг-хунтеевской свиты ($\text{Si}_2\text{P}_2\text{O}_7$). В то же время на соседней с запада площади на них с различным залегает средневереская карматитовая свита [26]. Относительно пологие, а также радиологические данные, большинство котурок укадывается в интервал 163-178 млн. лет, позволяет датировать атхинский комплекс концом ранней, возможно, началом средней эры.

ПОЗДНЕВЕРЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

Поздневереские интрузии представлены субвулканическими образованиями, связанными с эффузивами байгиской свиты, а также столбными с ними по составу дайками. Они описаны вместе с байгиской свитой.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннемиловые интрузии развиты на правобережье Хулги. Они представляют собой дайкообразные (от 3-5х100-200 до 100-300х2000-4000 м), реже изометричные тела, имеющие крутое падение. Основные части их сложены трахидолеритом (βK_1), которые сменяются к эндоконтактам трахидезитом-базальтами. Интрузии иногда сопровождаются небольшими (1-2 км²) погонами пористых трахидезитом-базальтов буро-красного цвета.

Трахидолерит - массивные плотные породы черного цвета с крупноленными плагиоклазами размером до 3х10 мм (от 2-3 до 20-25% пород), изредка пироксена и рудного минерала. Минеральный состав трахидолеритов: плагиоклаз № 42-45 (во включенных с альбитовыми включениями) - 70%, моноклинный пироксен - 10%, рудный минерал - 5-10%, калишпат - 0-3%, паллагонит - 10%, оливин - единичные зерна, апатит - 1-2%. Структура основной массы дибазовая (стекловатых разновидностей - тивололитовая и варколитовая). Стекло в основном свежее.

По химическому составу породы близки к средним типам пошонитов и байнгитов, но даки, но отличаются от них резким преобладанием натрия над калием.

Трахидолериты датированы ранним мелом, так как они проявляют эффузивы байгиской свиты поздневереского возраста и по составу близки трахидезальтам, залегавшим в разрезе нижнего мела.

Г Е К Т О Н И К А

Исследованная территория расположена в южной части Салентинно-Яблоновой системы геосинклинально-всполного типа [1]. Развитие на площади формации образует десятку структурно-формационных комп-

лесов, сформированных в следующие эпохи геотектонического развития: протогосинклиналь (раннепротерозойский комплекс), геантикли-нально-эпикливал^х) (позднепротерозойский, кембрийский и средне-позднепалеозойский комплексы), орогенной активизации (триасовый, раннеюрский, среднеюрский и позднеюрский комплексы), подвижной плит-формы (раннемежовой и четвертичный комплексы).

Анализ распределения формаций, а также данных гранитной сетки №-04 1:200 000 [16] позволяет выделить четыре структурно-формационные зоны (рис. 1-3): Яблонову, представляющую собой выс-ту раннепротерозойского фундамента и обдающую (начиная с рифей) устойчивыми тенденциями к возмущению; Ортанскую с реликтами поздне-протерозойских и раннекаридонских прогибов; Таранскую со слабо переработанным в палеозое фундаментом и мезозойскими вулканогенно-терригенными протубами; Патаг-Хуртайскую с интенсивно переработан-ным в палеозое фундаментом и максимальным проявлением мезозойским магматизмом. Первые три зоны располагаются в пределах регионально-го гравиационного максимума, на фоне которого Ортанская зона выде-ляется в виде понижения первого порядка. Патаг-Хуртайская зона фр-дируется региональным минимумом. С конца мезозоя различия в разви-тии всех зон несколько нивелируются.

Протогосинклинальный структурно-формационный комплекс

В раннем протерозое рассматриваемая площадь входила в состав обширной протогосинклинали. В ней произошло накопление мощных терригенных и вулканогенных толщ [25]. В процессе раннепротерозой-ской складчатости эти породы претерпели глубокий метаморфизм и ультра-метаморфические преобразования.

Раннепротерозойский комплекс представлен гранито-гнейсовой фор-мацией, включившей метаморфические породы малканской серии и офор-мированные за их счет ультраметаморфические образования. Современное выхождение ранних протерозойских выходов часть единого, расчлененного палеозойскими интрузиями свода зонального строения. В его апиаль-ной части, в подосе гранито-гнейсовых куполов (Яблоновская зона), сконцентрированы наименее плотные (кислые) породы, по периферии и, судя по геофизическим данным [21], на глубине - плотные породы сред-него и основного состава. Территория дикта захватывает северо-за-падное крыло одного из гранито-гнейсовых куполов, в пределах кото-рого породы падают в северных румбах под углом 30-60°. Крыло купо-ла осложнено синклиналью с размером кряжьев 2 км. Падающие гнейсо-видности в них 10-15°.

х) Термин В. А. Амантова [1].

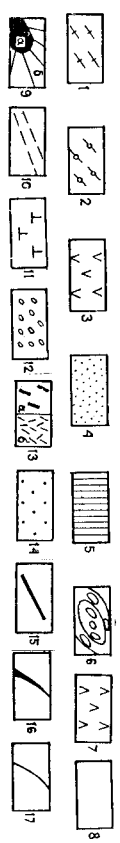
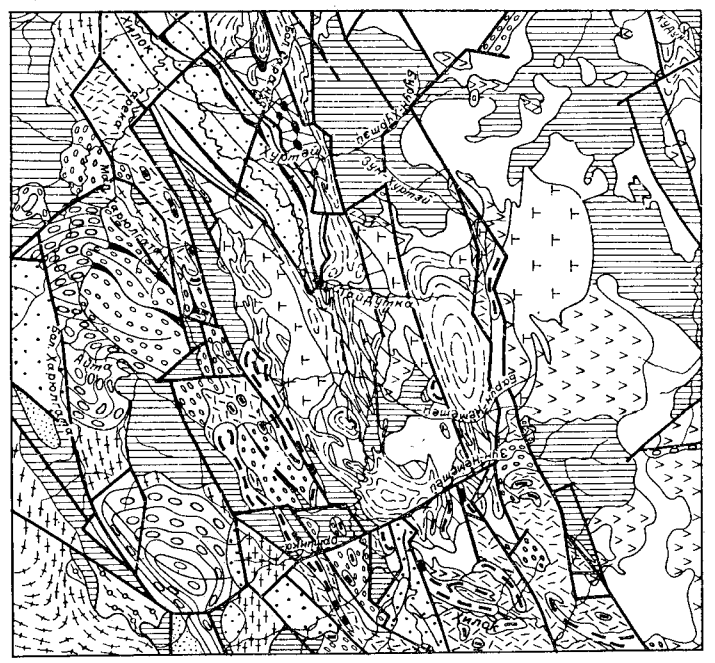


Рис. 1. Структурно-формационная схема

Структурно-формационные комплексы: раннепротерозойский: 1 - гранито-гнейсовая формация; позднепротерозойский: 2 - тер-ригенная моласса; кембрийский: 3 - лавровая формация; сред-не-позднепалеозойский: 4 - терригенная моласса; 5 - лавров-гранодиорит-гранитная формация; триасовый (вулканогенно-лутовиче-ский ассоциация): 6-7 - трапповые-лаваговая формация; 6 - вулканогенно-осадочная подформация; 7 - вулканогенная подфор-мация; 8 - оленит-граносенит-гранитовая формация; раннеюрский (вулканогенно-осадочная ассоциация): 9-10 - трапповые-гранит-пегматитовые формации; 9 - трапповые-гранитовые под-формации (а - субинтрузивные фации, б - стратифицированные фа-ции); 10 - мелочно-лаваговая подформация; среднеюрский: 11 - терри-генная моласса; позднеюрский: 12 - формация каледонских лавривов (а - субинтрузивные фации, б - стратифицированные фации); ран-немежовой: 14 - угленосная моласса; 15 - разлом; ось складок: 16 - антиклинальных; 17 - синклинальных

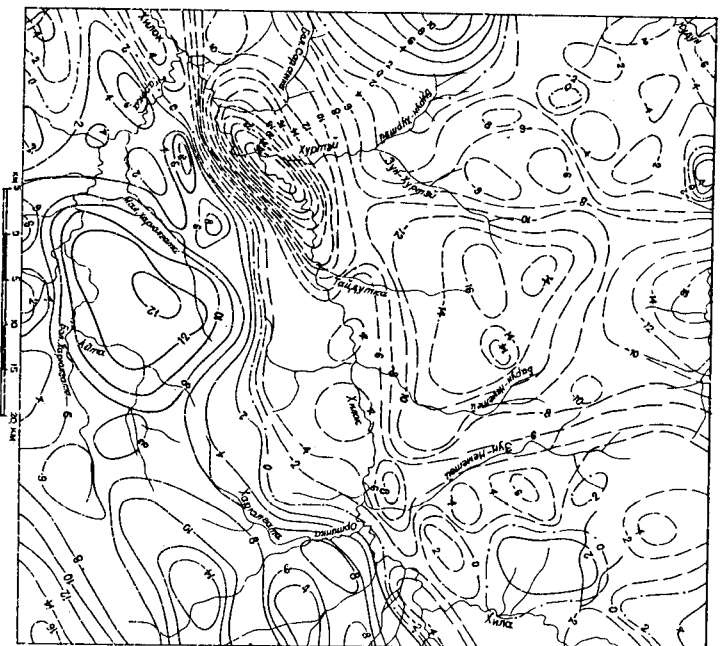


Рис. 2. Карта локальных тектонических аномалий Козынгия, мпг: 1 - подожительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные

Геотектонично-эпифизическая структура-формационные комплексы

В результате раннепротерозойского тектогенеза были сформированы обширная протоплатформа. В позднепротерозое - палеозое она была расчленена на ряд складчатых систем. Седлочно-Яблоновья геотектонично-эпифизическая система, в пределах которой расположена изученная площадь, характеризуются формированием в позднепротерозое, кембрии (?) и раннем карбоне приразломных прогибов, выходящих молдосовых и порфирных формаций, и интенсивным трансформационным метаморфизмом, проявившимся на изученной территории в позднепалеозое.

Позднепротерозойский комплекс представлен терригенной молдоской мощностью 2 км (застепинская свита). Она складывается из предгорного прогиба, пророченного к Ортинкской структурно-формационной зоне. Образование моноциклично падает на северо-запад под углом около 30°. Кембрийский комплекс представлен толщей вулканитов кислого состава мощностью около 500 м (лапидитовая формация). Они образуют ряд небольших разобщенных реликтов древних вулканических построек. Средне-позднепалеозойский комплекс образует две формации: терригенная молдосовая (ортинкская свита) и дюринит-трансоидорит-гранитовая.

Терригенная молдоса (1800 м) пророчена, как и позднепротерозойский комплекс, к Ортинкской зоне. Она образует реликты претюрной впадины, в которой породы имеют моноклиналиное (20-35°) падение на северо-запад.

Дюринит-трансоидорит-гранитовая формация развивается во всех структурно-формационных зонах, кроме Яблоновской. Латан-Хуртайская зона занята одним крупным Эун-Хуртайским массивом. Он фиксируется реликтовыми тектоническим минимумом, ограниченным четкими ступенями. По расчетам Л.А. Местыгина [21], массив представляет собой плитообразное тело (мощность 13-17 км) с круглыми контактами.

В Дарезинской зоне, расположенной в пределах трансоидоритового максимума, охватывающего наряду с этой зоной Яблоновский выступ фундамента, массивы палеозойских гранитоидов имеют меньше размеры и судя по их слабому выклину на трансоидоритном поле, небольшие вершины кальдур мощностью. По-видимому, для данной зоны они выделяются в доктонии, производимых отагов Латан-Хуртайской зоны.

Ортинкская зона, большая часть которой складывается из массива гранитоидов, выделяется понижением порога поднятия на фоне трансоидоритного максимума. Это указывает на глубинность данной зоны и, по-видимому, автохтонный характер трансоидоров.

Структурно-формационные комплексы орогенной активизации

В данную эпоху были образованы четыре структурно-формационных комплекса: триасовый, раннеюрский, среднелюрский и позднеюрский. Они отражают последовательные этапы становления Латан-Хуртайского вулканогена - обособленного звена Западно-Сибирякского вулканического пояса. Образование каждого комплекса складывает самостоятельные структурные элементы - тектонометаморфические структуры различного морфологического типа и впадины, склоненные в развитии вулканигена. По периферии его предполагается зоны триасового возраста.

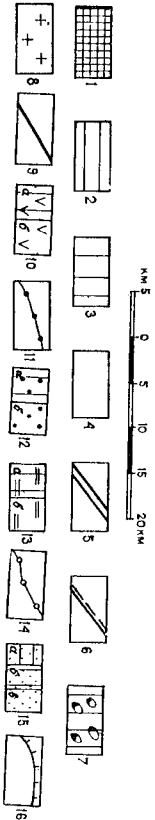
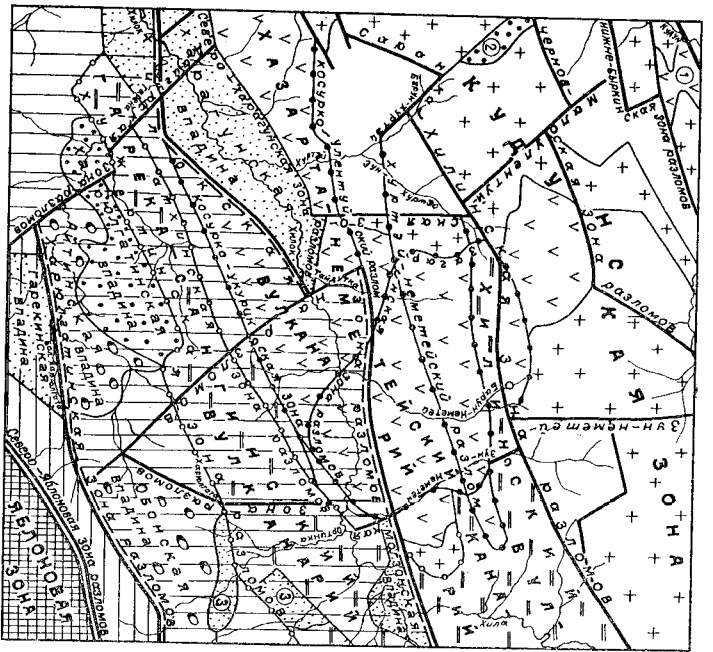


Рис. 3. Схема тектонического районирования (составлена по геолого-геодиническим данным)

Позднекаембрическая-палеозойская структура: 1 - Яблонская зона; 2 - Ортынская зона; 3 - Таревнянская зона; 4 - Латан-Луркент; 5 - палеозойского заложения; 6 - Позднекаембрического заложения; 7 - Триасовая структура; 8 - Вулкано-лигдонийские зоны (в пределах Таревнянской зоны); 9 - зоны разломов; 10-11 - раннепермские структуры; 12 - вулканы (в пределах: а - Таревнянской зоны; б - Латан-Луртвской зоны); 13-14 - позднепермские структуры; 15 - вулканы (в пределах а - Таревнянской зоны; б - Латан-Луртвской зоны); 16 - раннепермские структуры; 17 - вулканы (в пределах а - Ортынской зоны; б - Таревнянской зоны; в - Латан-Луртвской зоны); 18 - зоны разломов; 19 - зоны разломов; 20 - зоны разломов; 21 - зоны разломов; 22 - разломы Немидовской впадины среднепермского возраста, 23 - разломы раннепермского возраста.

Далее от этапа к этапу наблюдается сокращение магнетитовой вставки и преимущественное сжатие зон магнетитовой деятельности к центру вулканога, на участки, не затронутые процессами эвкалинизации в предыдущий этап.

Главный комплекс представлен образованными двух формами:

Трахиандезит-диабритовой (тёмная смена и связанная с ней субдуракангитовые образования) и светлой-триасово-пермской (белая смена комплекса). Они складированы в двух зонах. Кудинская зона, фундамент которой был глубоко переработан в палеозое, сложена вулканическими и гранитоидами. В ней выделяется две ограниченные разломами параллельные ветви, называемые интрузивной и эвкализитовой. Структура зоны определяется формой и взаимным расположением этих тел. В западной части зоны они крутопадающие, линейной или Г-образной формы, погребены двумя системами трещин: северо-восточной и северо-западной. В восточной части наблюдается сочетание крупных плоскостных тел вулканических и крутопадающих трещинных интрузивов.

В Болгаринской зоне со слабо переработанным в палеозое фундаментом преобладают вулканогазо-осадочные образования темной сменности мощностью до 3900 м, выходящие Основному и Аутенскому впадинам. Первая из них представляет собой асимметричную мушкетёрскую смену мощностью 50-700 м, к югу она выполаживается до 20-30°. Асимметрия структуры подчеркивается распределением осадков и эвкализитов. Связь структурно-временная связь триасовых вулканических и гранитоидов, их петрохимическое сходство свидетельствуют о принадлежностях этих пород к единой вулкано-лигдонийской ассоциации.

Раннепермский комплекс образуют две формации: трахиобазальт-трахиит-щелочно-лапвировая и щелочных гранитов. Они слагают Хазарта-Немегайскую тектоникамагнетитовую структуру (вулканиды), которая выделяется в правитационном поле локальным минимумом и резко перемещена магнитным полем. Вулканиды состоят из двух сопряжённых структур восточного порядка: Хуртвской линейной вулканогазо-осадочной грабена и Захаринского кольцевого куполовидного подплато. Грабен выложен средними и основными эвкализитовыми мощностями не менее 700 м. Подстилающие каньоны их протягиваются петличкой через трабены в его осевой части. Породы покровной фации образуют слоистую структуру, полого (10-30°) погружающуюся к центру грабена с небольшим осложнением вблизи некоев, где покровы имеют пологое (10°) перекинутое падение. Лапариты концентрируются главным образом вдоль краевых разломов, где образуют серии крутопадающих линейных экстремальных размеров от первых сотен метров до 9х2 км. В эту же структуру

Выполняется Аткинская гравитная интрузия мелочных гранитов. В центре преобладает экстремизм мало, они невелики и имеют изометричную форму. Загаринская структура (28x40 км) состоит из центрального блока, сложенного породами доорского фундамента, к ядру которого приурочена субвулканическая интрузия лопаритов и граносиенитов-порфиров. Блок окаймлен почти непрерывным кольцом раннеюрских интрузив и экстремизм. По периферии его проследивается узкая (3x5 км) полоса покровных наметчатых-Хульдейской полусферы мощностью 100-300 м.

Таким образом, все элементы Хазарта-Неметейского вулканического пояса обнаруживают тесную структурную соподчиненность, что указывает на принадлежность складчатых его вулканических и интрузивных образований к единой вулкано-платонической ассоциации. Это подтверждается сходством их петрохимических и геохимических особенностей.

Юренинурский комплекс представлен терригенной молассой мощностью до 1500 м. Она выполняет реликты двух впадин: Хардигатинской и северной окраины Хазарта-Неметейского вулканического пояса и северном обрамлении Хазарта-Неметейского вулканического пояса свита смята в ряд складок, параллельных общему простиранию впадин. Так, в междуречье Атка - Бол.Хардигатинского вулканического пояса и три синклинальные складки (см.рис.2). Крайняя с запада наиболее крупная синклиналь имеет размах крыльев 11 км. Складка асимметрична: падение северо-западного крыла 55-65°, юго-восточное крыло положе - около 35°. Остальные складки симметричны с размахом крыльев 2-3 км, падение которых колеблется от 15 до 55°, достигая в участках местных усложнений 70-80°. Шарниры складок слабо выражены, благодаря чему в податных в кряжах антеклиналей обнажается фундамент.

Юренинурский комплекс представлен формацией калевых аппаратов, которая складает два вулканических: Таракан-Сингилский и Хилинский. Они состоят из цепочек структур второго порядка - вулканоэктонических трабеков (проседающих). Последние выполнены сериями экзотических, преимущественно линейных тел, сопровождаемых небольшими субдиологическими породами. По положению подводящих каналов среди этих структур выделяются: симметричные (подводящие каналы расположены в осевой части структуры, например, Кепчесенская); асимметричные (подводящие каналы смещены к одному из краевых разломов, например, центральная часть Хульдейской структуры); подводящие каналы или кольцевые - подводящие каналы окаймляют опущенный центральный блок (восточная часть Аткинской структуры).

Структурно-формационные комплексы поздней платформенной

С раннего мела район вошел в стадию формирования впадин Забайкальского типа.

Раннеплатформенный комплекс, сложенный терригенной молассой, включает две системы межгорных впадин: Хульдейскую, (Хардигатинская и Юренинурская впадины) и Тараканскую (Тараканская и Кепчесенская впадины). Разделение горст-антиклинальными поднятиями, сложенными днальными образованиями. Все впадины ограничены разломами. В традиционном образовании выделяются локальные минувшие, магнитное поле над впадинами спокойное или слабо положительное. На территории впадины располагается восточная часть Хардигатинской впадины протяженностью 36 км. Ширина ее уменьшается с запада на восток от II до 2 км. Два продольных продольных вала - Хардигатинский (северный) и Малый (южный) - делят впадину на три мульды (см.рис.2). Ширина третьей впадины 0,4-2 км, краевых мульд - 0,6-2 км, амплитуда 200-400 м, падение крыльев 20-30°. Ширина центральной мульды 3-5 км, амплитуда 300-800 м, падение крыльев 7-20°. Шарниры впадин и мульд по простиранию согласно ундулирует, образуя ряд поперечных поднятий и опусканий шириной 4-10 км. В пределах впадин поперечные поднятия фиксируются вступами фундамента, в опусканиях мощность опусканий составляет 250 м. В северной краевой мульде на участках опусканий мощность опусканий достигает 600 м, на поднятиях уменьшается от 100-200 м, в южной мульде - соответственно 350 и 50 м. Резкие колебания мощности нижнеплатформенных опусканий, сопровождаемые их фациальными изменениями, свидетельствуют о конседиментационных блоковых переменах фундамента впадины.

Четвертичный комплекс представлен первично наклонными и вторично зонально залегавшими осадками четвертичного возраста. Основные районно-формационные структуры выражены в рельефе и почти полностью унаследованы позднеплатформенный план. Кроме того, выделяется впадина Левобережная, приуроченная к южному борту Хардигатинской депрессии. Протяженность ее 16 км, ширина 1-5 км. Она состоит из двух продольных мульд, разделенных вступами фундамента. Максимальная мощность опусканий во впадине 97,4 м.

Разрывные нарушения

Широко развитые в районе разрывные нарушения закартевались в разное время и контролировали разновозрастные магматизм и осадконакопление (см.рис.3, х).

х) На схеме тектонического районирования в отличие от структурно-формационной схемы (см.рис.1) зона разломов выделена обособлено с учетом как геологических, так и геофизических данных.

К разломам позднетерозойского заложения относятся Северо-Югонозная зона, прослаженная в северо-восточном направлении от р. Печанка до верховьев Ортники. Она состоит из серии субпараллельных ветвей. На протяжении всей послетерозойской истории эта система разломов отделяла Югонозную структурно-формационную зону, характеризующуюся участившимися тектоническими тенденциями и магнетитностью, от зон относительного прогибания и интенсивного магнетизма. С деятельностью Северо-Югонозной зоны разломов связано заложение в позднем терозое и раннем карбоне предторных прогибов. Затем по ней внедряется Печанский массив позднелазовских гранитоидов. Дальнейшая ее жизнь тесно связана с деятельностью Харытаганского разлома (см. ниже). Зона фиксируется четкими ступенями в магнитном и гравитационном полях.

Разлом мезозойского заложения (Хилокская и Харытаганская зоны) ограничивают Таркинский структурно-формационную зону. Они фиксируются четкими гравитационными ступенями, а на отдельных участках и ступенями в магнитном поле.

Харытаганская зона, представляющая в основном сердце нальдигов, протягивается в северо-восточном направлении от Бол. Харытаган до верховьев Ортники. Она контролирует северный контакт Печанского массива, ограничивает с юга триасовые Агинский и Обоносский нальдины, притяг в обеих отмечается "приспосообенные" чертавший дорожки к разломам, фиксирует северный догг Таркинского раннемелового впадины и, наконец, к ней приурочена долина Бол. Харытаган. Это свидетельствует о длительной активности Харытаганской зоны. Все дольские пороги в ее пределах в полосе ширины 7-10 км катаклизированы и расчленованы (до миллионов). Ориентировка плоскостей слащеваости незаконномерно варьирует от северо-восточной до северо-западной. Угол падения 15-40°. Складки волочения свидетельствуют о нальдиговке смещений масс в южном направлении. Расчлененные пороги сопровождалось постепенно затухающим во времени термальным метаморфизмом: от низких ступеней фации эпидиотных амфиболитов (залепаинская свита) до начальных ступеней залепаинской фации (та-милевская свита). В гравитационных сдвигеах проявился сильнее, но он обусловлен слабо проявленными оксидацией и калцификацией.

Хилокская зона прослаживается через вод территория волье долины Хилка. Она совпадает с гравитационной ступенью, соответствующей границе Таркинской и Цаган-Хуртской палеозойских зон. К расчлененной зоне приурочены северный контакт раннемелового Агинского массива, экзотризи позднерозских липаритов, обрда раннемелового Харытаганской и Могоноской впадин, множество даек различного возраста и, наконец, долина Хилка и четвертичная впадина Левобережная.

В трусе закладывается система нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Зоны первого направления (Нане-Биркинская, Черновокая и Сарыка-Хилинская) ограничивают Кудунскую вулкано-платоидическую зону триасового возраста и отдельные ее ветви. Все разломы крутопадающие. Они контролируют размещенные триасовые экзотризи и интрузии и сопровождают зонами расчлененности и прогибания мощностью от первых десятков до 200 м. Восток и юг приурочено слабо оксидированные и омертвевшие. Большие разломы поновляемы, притяг к Сарыка-Хилинской зоне приурочены более мощные структуры: раннемеловые (экзотризи липаритов и индий контакта-Тадуйского массива) и позднетерозые (субширотная ветвь Хилинского вулканического массива). Зоны выражены более или менее четкими ступенями в геофизических полях.

Зоны разломов субмеридионального простирания (Дайгурская, Идо-Улетуйская и Зун-Неметейская) выделяются как единые системы нарушений по ступеням в гравитационном и магнитном полях. По геологическим данным, они фиксируются лишь на отдельных участках, контактах и породах поперечные окончания мезозойских структур различных пород. Например, с Зун-Неметейским разломом связаны восточный контакт триасовой экзотризи липаритов г. Балгага, восточное окончание хазарта-Неметейского вулканического массива (ранняя ира), разломы уменьшения ширины Хилинского вулканического позднетерозого возраста, западное окончание раннемелового Могоноской впадины. К нему приурочены долины рек Залдино и Зун-Неметей.

Разломы раннемелового заложения (Косурдо-Хуртская и Косурдо-Улетуйская) ограничивают Хазарта-Неметейский вулканический. Это крутопадающие сбросы, участки переходящие в крутые (50°) подвиги. Заключенный между ними блок опущен не менее чем на 700 м (мощность Цаган-Хуртской свиты). Дольские образования в зонах разломов (100-200 м) расчленованы, участками калцификарованы и оксидированы. Раннемеловые липариты и граниты залегают их. Обе зоны фиксируются четкими ступенями в магнитном поле.

Разломы позднетерозойского заложения (Агинская и Хуртская зоны) ограничивают Тарка-Саянские вулканические. Они представляющие собой крутопадающие сбросы. Оперыше их трещины крутые и пологие - до 30°. В зонах разломов (ширина до 100 м) доподнерозские пороги расчленованы и раздроблены. Валинские вулканические залегают их. В геофизических полях фиксируются лишь отдельные участки описываемых зон.

К. зонами раннемелового заложения более или менее достоверно отнесена Северо-Харытаганская зона, ограничивающаяся с севера Харытаганской впадиной. Судя по резкой смене магнитных полей, электрических характеристик пород, а также большим количеством медовых отложений

Волжиз борта впадины, она имеет круглое падение. Смена на по зоне 200-600 м. В остальных случаях борта раннемеловых впадин пркрученны к разломам более древнего заложения, лишь подновленными в раннем меду.

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

Тектоническая основа современного рельефа района была создана в позднеме мезозое, когда обособились основные хребты и депрессионные зоны. В позднем меду, палеогене и неогене, по мнению большинства исследователей, интенсивность тектонических движений ослабла, и в пределах Забайкалья была образована поверхность выравнивания. На оплываемой территории рельефами ее, по-видимому, являлись углошенные поверхности водоразделов, переработанные в четвертичное время процессами альпийскими. С начала четвертичного периода возобновляется общее поднятие региона, сопровождаемое дифференцированными движениями. В результате формируется морфоструктурная основа современного рельефа, в общем наследующая позднеме мезозойский план. Образуются горст-антиклинальные хребты Цаган-Хуртай, Яблоновский, Агта и раздвинувшие их депрессионные зоны: Хилокская и Таркинская. Направление и интенсивность тектонических движений обусловили развитие в пределах этих морфоструктурных единиц различных экзогенных процессов: денудационных (эрозия, плоскостной снос, морозное выветривание) и аккумулятивных, что привело к формированию различных типов рельефа: денудационного, денудационно-аккумулятивного и аккумулятивного.

Денудационный рельеф развит в пределах горных хребтов. Водораздельные просторанства их широкие уплощенные, состоят из куполообразных вершин высотой 1400-1581 м, раздвинутых слабо выраженных седловинами (около 1300 м). Водоразделы, по-видимому, являются реликтами древней поверхности выравнивания, несколько сниженной процессами альпийскими. Развитие здесь форм рельефа (вершины холмового типа и очень пологие склоны, усложненные нагорными террасами и покрытые крупнообломочным материалом) созданы процессами морозного выветривания, солдификации и в меньшей мере дефляции.

Склоны горных массивов расчленены речной сетью на серии водоразделов второго порядка. Относительные превышения их 200-400 м. Они расчленены на мелочисленные гребни выноски порядков, в основномности у основания горных массивов. Здесь преобладают склоны крутизной 15-30°, образованные процессами денудационно-дефляционного сноса. У подножия хребтов, в приобортовых частях долин, повидимому очень пологие (5°) склоны денудационно-дефляционного накопле-

ния. На левобережье Хилка и Кулуна эти склоны перекрыты песками эолового генезиса мощностью до 25 м.

Денудационно-аккумулятивный рельеф распространен в пределах Таркинской депрессионной зоны, охватывающей бассейн Тарки, низовья Вол. Харытаги, Агты, Ортники, Желтесега, а также правобережье Хилка. Он развит на площади позднеюрских вулканико-тектонических структур и раннемеловых впадин: Таркинской и Желтесинской. Это рельеф останового типа с широкими уплощенными водораздельными поверхностями (абсолютные отметки 1000-1160 м), перекопанными в пологие (5-10°) склоны дефляционно-денудационного накопления. Относительное превышение водоразделов 100-150 м. В пределах этого типа рельефа речные долины сформировались с широкими сильно заболоченными поймами, среди которых нередки эрозионные останки.

Аккумулятивный рельеф пркручен к Харатунской и Могоновской раннемеловым впадинам Хилокской депрессионной зоны. Он представляет собой озеро-впадинную равнину, которая объединяет пойму, аккумулятивную напойменную террасу Хилка и конуса выноса ее притоков. Пойма широкая (1-3 км) заболоченная с мезидрирующим руслом, прирусловными валами и многочисленными старичными озерами. Первая напойменная терраса прослеживается по обоим бортам долины Хилка и имеет ширину 0,5-4 км. Высота ее уступа 3-5 м. Указанная терраса, часто сменяется с денудационно-проломными шлейфами, кроме того, прослеживаются в долинах Тарки, Мал. Харытаги, Ортники, Хилка.

П О Л Е З Н Ы Е И С К О П А Е М Ы Е

Изученная территория находится в пределах вольтрамово-эолового-моглоденевого рудного пояса [10]. В последние годы установлена переклываемость этой зоны на бериллий и другие редкие металлы. Меловые депрессии региона содержат месторождения бурных углей. Многие породы могут быть использованы в качестве строительных материалов.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурный уголь

Проявление бурого угля (Ш-1-3) обнаружено в Харатунской впадине [26] на площади 25 км², где на глубинах от 26,5 до 470 м прослежены три маломощных (от 1-2 до 70 см) прослоя угля, пркрученных с верхними горизонтам нижней тошши доронинской свиты. Угли черные с жирным блеском. Волдствие незначительной мощности прослоев и большой глубины их залегания проявление не имеет промышленного значения,

а следовательно хороша опоксыванность впадины [26] исключая возможность обнаружения промышленного месторождения.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Ц в е т н е м е т а л л и

Медь

В Верховьях Ортники выявлено проявление меди и два сопровождающих его комплексных металлометаллических ореола рассеяния меди и цинка. Рудопроявление (Ш-4-2) приурочено к расслаиванным метаморфизованным в фации зеленых сланцев выветрело-базальтам тапирской свиты. В районе проявления на площади около 0,04 км² породы пронизаны сериями редких мелких (0,1-1х0,5-20 м) жил серого кристаллического кварца, несущего по трещинам налеты вторичных медных минералов. Соледержимые меди в штуфях кварца до 0,1%, андезитро-базальтов - до 0,5%. В ореолах (IV-4-1 - 4 км²; IV-4-2 - 4,5 км²) содержание меди 0,004-0,009%, цинка - 0,01-0,03%. Основные работы не проводились. Приуроченность проявления к мощной толще изменочно-измененных пород указывает на возможность наличия колчеданного месторождения. В бассейнах Бол., Мал. Саранки и Убулутты в штиках встречены единичные знаки халькопирита. Источники их - акцессорный халькопирит раннепротект трахитов и асфесит-диабазов.

Свинец

Известен один металлометаллический ореол свинца площадью 1 км², расположенный в правом борту долины Цаганай-Торхона (I-2-1). Содержание свинца в нем 0,004-0,02%, спутники: серебро (0,00001-0,0001%), литий (0,005%). Ореол приурочен к зоне дробления, окварцевания и пегматизации, осложняющей контакт триасской субвулканической лаваритов с трахитами II и III фаз бичурского комплекса. Оценочные работы не проводились. Геологическая ситуация позволяет предполагать здесь наличие небольшого полиметаллического проявления жильного типа. Пространственно разобщенные штихи с единичными знаками галенита (долина Хайла, Бол. и Мал. Саранки) не представляют пологового интереса, так как этот минерал присутствует в акцессорных количествах в большинстве пород района.

Цинк

На площади известно пять металлометаллических и четыре гидроксиметаллических ореола цинка. Металлометаллические ореолы группируются на

погоразделе рек Вурку и Вурун-Хуртай. Два из них (I-1-1,2) площадью 7,5 и 6,5 км² расположены в поле развития позднепалеозойских гранитоидов и содержат 0,01-0,05%, редко 0,06-0,08% цинка, в шести пробках - 0,002-0,01% вольфрама и в трех пробах - 0,001% бериллия. В трех других ореолах (II-1-1,2,3) площадью 3,2-4 км², расположенных в поле развития гранитоидов позднего триаса, содержание цинка 0,01-0,03%. Все эти ореолы в связи с отсутствием благоприятной геологической обстановки не представляют пологового интереса.

Гидроксиметаллические ореолы рассеяния цинка выявлены в двух участках. В ореоле площадью 1,2 км², расположенном в верховьях Желтеза (III-1-2) содержание цинка в сухом остатке 0,03-0,15%. В трех других ореолах площадью 1,7; 2,4 и 5 км², группирующихся в бассейне Агжи (III-2-4,5,6) в поле развития вулканизов базальтовой свиты и гранитоидов позднего палеозоя, содержание цинка в сухом остатке 0,03-2%. Эти ореолы ассоциируются с гидроксиметаллическим ореолом серебра. Источники всех ореолов глубинные.

Олово

В районе известен один гидроксиметаллический ореол площадью 1,5 км² с содержанием олова 0,003 г/г. Он расположен в приусьбской части Трэнного Ключа (III-1-1) в поле вулканизов ранней ири. Источники его, вероятно, глубинные.

В разрозненных штиховых пробах в единичных знаках и знаках присутствуют красноцвето-бурые и коричневые зерна касситерита размером от 0,05 до 0,3, редко 1 мм. Источники его - акцессорный касситерит, содержащийся во всех породах района.

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

Молибден

Молибден установлен в Загаринском рудопроявлении, расположенном в левом борту долины р. Загарино (III-4-1). Оно приурочено к небольшому (0,3 км²) штиху трещенизированных лейкократовых гранитов III фазы бичурского комплекса, проявляющих граниты позднего палеозоя. Выделяются две фации трейзенов: кварцевая (центральная) и кварц-мусковитовая (краевая). Первая представляет собой штироподобное (5-10 м) обособление серого кварца с пучками, выходящими гидроокислами железа, и характеризуются повышенным содержанием молибдена (до 0,02-0,07%), свинца (0,002-0,07%), цинка (0,003-0,08%),

Медь (0,005-0,05%). Вторым характеризуется пониженным в 2-5 раз содержанием всех этих элементов. В протолочных пробах титанизованных пород наблюдаются единичные знаки молибдена, касситерита, вольфрамит, шельта. В связи с малой площадью титанизованных пород и отсутствием содержания в них полезных компонентов рудопроявления признано бесперспективным.

Кроме того, повышение содержания молибдена (0,02%) отмечено в Удзваском проявлении висмута (см. раздел "Висмут").

Вольфрам

В районе, особенно в его южной половине, известно множество шихто-вых пород с шельтом и вольфрамитом в единичных знаках. Локального интереса они не представляют, так как шельт и вольфрам в составе акцессориев встречается почти во всех породах района.

Тантал и ниобий

Единичные знаки тантало-ниобитов, встречающиеся в шихтах в прывом борту долины Мал. Хардигати в долине Зун-Неметей, пологового интереса не представляют, так как природа их акцессорная.

Висмут

Висмут установлен в Удзваском проявлении (П-2-1) и сопровождается его металлотитическом ореоле. Оно расположено в верховьях Бол. Улентуа и локализуется в зоне титанизации в гранитоидах позднего палеозоя. Ширина зоны - десятки метров, длина 800-900 м, простирание меридиональное. К ней приурочены кварц-тематитовые и кварцевые (иногда с флюоритом) жилы мощностью до 1 м. Содержание висмута в шихтах до 1%, серебра - до 60 г/т, молибдена - до 0,02%.

Проявление сопровождается комплексным металлотитическим ореолом рассеяния тех же элементов площадью 2 км² (П-2-2). В пределах ореола содержание висмута 0,0003-0,0005%, серебра - 0,00005-0,0001%, молибдена - 0,0003-0,002%. Площадь проявления перопективная для обнаружения редкометалльного месторождения титанизового типа.

Климатические знаки висмута отмечались в шихтах в междуречье Тривного Купча - Мал. Саранги. Источником их является акцессорный висмутин палеозойских гранитоидов.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

На изученной территории известны два мелких россыпных месторождения золота.

Непроявленное месторождение "Паль Золотая", расположенное в 6 км к северо-западу от ст. Мотзон (П-4-3), известно с 1895 г. До 1920 г. здесь велась старательская добыча металла, прекращенная (со слов местных жителей) ввиду неравномерного распределения золота и экономической невыгодности его добычи (сведения о добыче отсутствуют). Оценочными работами [14] установлено, что россыпь приурочена к прилощечковой части аллювия. Ширина ее от 35-40 до 180-200 м, мощность песков от 1 до 4,5 м, протяженность 2,4 км. Содержания металла на пласт до 23,67 мг/м³. Золото преимущественно шихтовчатой и комковидной формы, окатанное и подукатанное. Россыпь промышленно не имеет.

Непроявленное месторождение "Вильчар" расположено в правом борту долины Вильчара (П-4-3) в пределах узкой (0,3 км) террасы. Длина россыпи около 1,4 км. По словам жителей с. Абдигулаев, здесь в 1929-1930 гг. велась старательская добыча металла, прекращенная из-за отсутствия содержания и экономической невыгодности добычи.

Редкие разрозненные точки с единичными знаками золота в шихтах отмечаются в долинах Хилга, Райдугчи, Барун-Неметей, Халги, Залардино, Убугутчи, Хардигати, Айги, Леккаса. Форма зерен блестящая слабо окатанная, размер от 0,05 до 0,3 мм.

Серебро

В районе известно одно рудопроявление серебра в комплексе с висмутом (Удзваское) и сопровождающий его металлотитический ореол в верховьях Бол. Улентуа (П-1-1, 2). Содержание серебра в шихтах титанизованных пород до 60 г/т, в металлотитическом ореоле - 0,00006-0,0001 (см. раздел "Висмут").

Известны два титрохимических ореола рассеяния серебра. В одном из них площадью 1 км², расположенном в верховье Жалкеса (П-2-3) в поле гранитоидов позднего палеозоя, содержание серебра в сухом остатке 0,00008-0,0002%. Источник его глубинный. Вторым ореол радиоложеный в верховье Мал. Хардигати (П-2-2) в поле позднеюрских пудитов и гранитоидов позднего палеозоя, имеет вытянутую форму в плане. Площадь его 5 км², содержание серебра в сухом остатке 0,00008-0,002%. Этот ореол ассоциирует с титрохимическим ореолом цинка.

Благотворная геологическая обстановка позволяет предположить, что ореол обусловлен глубинной низкотемпературной гидротермальной минерализацией, связанной с позднеюрским субвулканизмом.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКЛАМЫ

У И М Ч Е С К О Е С И Р Ь Е

Филорит

Продвижение Удентульского расположено на водоразделе Бол. и Мал. Удентуя (П-2-3) в поле развития гранитов I фазы позднего палеозоя. Филоритовая минерализация приурочена к зонам дробления субширотного простирания. Канавой вскрыты две крупноплашские кварц-филоритовые жилы мощностью 1,6 и 1 м, протяженностью свыше 150 м. Филорит си-репный и зеленоватый цементирует остроугольные осколки кварц-полевыхитовых лшаритов. Содержание СаF₂ в жилах 26 и 32% (по оо-розольным пробам). Оценка продвижения филорита прощлжмается.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ОПЕЛУПОРНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На изученной территории известно несколько месторождений гальч-някя и гравия, вулканических туфов, глин и стромельного песка. Они сконцентрированы вдоль железной дороги. Кроме того, развиты интрузивные и эффузивные породы, которые могут быть использованы в качестве общепромышленных материалов.

И з в е р ж е н н ы е п о р о д ы

Кислые и средние интрузивные породы, декоративные свойства и пластичность которых позволяют использовать их в качестве облицовочных материалов, широко развиты на исследуемой территории. В первую очередь это мелкозернистые среднекислого-серые щелочные граниты актинского комплекса (Актинский массив) и розовые с черными кварцем аляскинские фазы бурчурского комплекса (р. Вурун-Хуртай). Породы плотные нетрещиноватые. Большие площади их развития, слабая выветрелость, небольшая мощность вскрыши и близость к железной дороге позволяют рекомендовать указанные породы в качестве поисковых объектов на облицовочные материалы.

Кислые и средние эффузивы - лавобрекчии раннеюрских лшаритов пестрой окраски (р. Бол. Саранка) и красноцветно-коричневые массивные трахиты цаган-хунтеевской свиты (реки Мал. Саранка, Хуртай) -- могут быть использованы в качестве облицовочных материалов. Породы плот-

ные, хорошо шпифуются. Площадки их развития - первая квадратная километр, расположены вдоль железной дороги. На этих участках также рекомендовать покровные работы.

Вулканические туфы

Месторождение "Эун-Торхан" (П-4-1) расположено в верховьях одноименной реки в 21 км северо-западнее ст. Могзон и представлено туфами трахитлшаритов позднеюрского возраста. Площадь выходов их на денудату поверхности 6 км². Мощность пласта 49,1 м. Цвет туфов светло-розовый и светло-салатный с декоративным рисунком. Пористость туфов незначительна, дугие физико-химические свойства их не изучены. Туфы могут быть использованы в качестве облицовочного материала для прокладочных магистральных железных дорог. Запасы по категории С₂ (определяемый погочет) 12,3 млн. м³. Протяженность запаса 180 км. м².

Месторождение "Красушкино" расположено в долине бурту коллны Эун-Торханя к северо-западу от ст. Могзон (П-4-2). Оно представлено известняковыми туфами трахитлшаритов позднеюрского возраста. Объемный вес туфов 1,51-1,69 г/см³, пористость равномерная - 29,29-36,82%. По составу физико-химическим свойствам туфы отвечают требованиям промышленности, предъявляемым к мрамору - высококачественному материалу развиты их 2 км², мощность свыше 10 м, протяженность запаса 20 км. м².

Г л и н н ы е о с л о ж н е н н ы е п о р о д ы

Глины кирпичные

Могзонское месторождение глин, расположенное в 2 км к западу от ст. Могзон (П-4-7), приурочено к среднекаменным отложениям р. Хижок. Запасы по категории С₁ 145 тыс. м³. Месторождение заключаются в Мнигелерстовом путевой сообщении до 1952 г. Из-за низкого качества глин оно законосервировано.

Кроме того, в пойменных отложениях р. Удлок близки сел Удентуя и Турки имеются пласты глин низкого качества, которые используются местным населением.

О б л и ч и е н н ы е п о р о д ы

Гальечник и гравий

В районе работ известно 7 месторождений гравия. Наиболее крупные из них месторождения "878-й км" и Дайгурское, расположенные

Вблизи железной дороги в 8 км к востоку от ст. Тайцунт (Ш-3-1) и в 2,5 км к востоку от пос. Дайгур (Ш-1-1), приурочены к русловой фации современного впадения Хэйха. Качество сырья этих месторождений отвечает промышленным требованиям к дальнему транспорту гравий II сорта. Запас месторождения "876-й км" по категории А+В+С₁ 1152,8 тыс. м³. Запас не утверждался, месторождение законсервировано, эксплуатировалось Министерством путей сообщения с 1935 по 1938 г. и в 1945 г.

На Дайгурском месторождении на I/I 1956 г. числился запас по категории А+В в 292 тыс. м³. В настоящее время оно законсервировано. Два других месторождения, находящиеся вблизи железной дороги - в 2,5 км к западу от пос. Тайцунт (Ш-2-1) и в 3 км к северу от ст. Молзон (Ш-4-5) приурочены к эффективнейшим и позднейшим. По оперативным подсчетам, запас первого из них 300-500 тыс. м³, второго - 500 тыс. м³. Первое акколдуцировалось Министерством путей сообщения в 1920-1940 гг. Второе акколдуцируется в настоящее время местными организациями.

Три месторождения, расположенные в долине Хэйха (Ш-4-8, 9, 10), представляли средне-позднечетвертушными (Ш-4-8) и современными (Ш-4-9, 10) аллювием Хэйха. Оперативные запасы каждого 500-700 тыс. м³. Два из них (Ш-4, 8, 9), расположенные вблизи плуговой дороги Молзон-Удета, эксплуатировались при ее строительстве, одно (Ш-4-10) разрабатывается.

Песок строительный

Месторождения строительного песка расположены в 5 км к северу (Ш-4-4) и в 2,5 км к северо-западу (Ш-4, 6) от ст. Молзон. Пески разнообразны с примесью гравийно-щебенчатого в первом месторождении и гравийно-галечного материала во втором. Оперативные запасы песка в каждом 100-200 тыс. м³. Месторождения используются местными организациями.

Кроме описанных месторождений, в районе известно несколько участков площадного распространения золотых и дельтаально-пролювиальных песков (левый борт долины Хэйха и Кудина). Мощность их 5-25 м. Пески светло-серые с желтоватым оттенком мелко-среднезернистые хорошо сортированные. Они могут быть использованы в качестве строительного материала (наполнители и т.п.).

ПОЛИЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По условиям залегания подземные воды подразделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные, что обусловлено развитием в пределах района островной многолетней мерзлоты, являющейся на их кам и питающей.

Надмерзлотные и межмерзлотные воды приурочены к четвертушным отложениям и частично к верхней третиноватой зоне коренных пород (при незначительной мощности пермь). Подмерзлотные воды приурочены преимущественно к коренным породам и незначительно - к верхнечетвертушным отложениям.

По характеру залеганияшх пород и рельефу на территории выделены следующие водоносные комплексы: порово-глистовые вод четвертушны отложений; трещинно-глистовые вод незначительны отложений; трещинных и порово-трещинных вод триасово-пуретт осадочных, эллипсоидно-осадочных и эллипсоидных образований; трещинных вод разновозрастных четвертуш; глинные воды зон тектонических нарушений.

Водоносный комплекс порово-глистовых вод четвертушны отложений

Этот комплекс представляет порово-глистовые воды эллипсоидных отложений. Водоносный горизонт в нем выделен на глубине 2-3 м от поверхности несколькими колодцами. Он имеет непостоянный рельеф, зависящий от атмосферных осадков, незначительный дебит, является капризным. Вода характеризуется с повышенной запашкой и кислым.

Несколько скважинами в районе были вскрыты триасово-поровые подмерзлотные и надмерзлотные воды эллипсоидных отложений. Воды напорные, пресные чистые, пригодны для питья и технических целей.

Воды четвертушны отложений слабо минерализованы (0,1 г/л). По характеру минерализации они принадлежат к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевым и гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевым, реже встречаются хлоридно-карбонатные.

Водоносный комплекс трещинно-глистовых вод незначительны отложений

Этот комплекс занимает около 450 км² и образует Карагушский, Тареканский и Молзонский артезианские бассейны. Наибольшими породами представлены конгломератами, гравелистами, песчаниками, слезбролитами и аргиллитами. Воды носят в основном напорный характер, вскрываются скважинами на глубине 35-80 м. Их дебит от 0,02-0,7 до 4,7 л/с. По химическому составу они гидрокарбонатные кальциево-натриево-натриевые с общей минерализацией от 0,1 до 0,2 г/л [24, 27].

Водоносный комплекс трещинных и пластово-трещинных вод триасово-бурских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований

Образования этого комплекса занимают около половины исследуемой площади. Водоносными породами являются лавиты, их туфы и лаво-кислота, туфоконгломераты, туфотравальты, туфосечачники и туфодер-ролиты, конгломераты, песчаники и алевролиты, трахиты, базальты и их туфы, а также мелкие интрузивные тела. Эффективной трещиноватостью обладают трещины различного происхождения: тектонические, отделенно-сти, выветривания, напластования, кливажа.

Общая минерализация вод комплекса от 0,09 до 0,11 г/л, воды очень мягкие с общей жесткостью 1,0-1,8 мг.экв/л слабощелочные с рН=6,5-6,6. По минеральному составу воды гидрокарбонатные кальцие-вые магниево-кальциевые и натриево-магниево-кальциевые. Усредненный кальциевый состав по формуле Кудрова

НСО,84 С112

СО₂ 0,004 Mg,1 Са53 Mg30 Na17 рН = 6,5 .

По физическим свойствам воды пресные и ультрапресные прозрач-ные бесцветные или слегка желтоватые, без запаха и привкуса, весьма холодные, при стоянии осадка не образуют.

Питание комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации паров. Дренаруются воды родниками в областях замкания доли и вдоль подошв их склонов, а также в терриноватые зоны тектонических нарушений.

Водоносный комплекс трещинных вод разновозрастных интрузий

Водоносными породами комплекса являются разнообразие тра-нитовиды. Порции комплекса распространены повсеместно и составляют 1/2 исследуемой площади. Среди интрузивных образований комплекса находится мелкие тела нижнеурских и триасовых эффузивов.

Гидрогеологическая эффективность трещиноватости составляет третины выветривания, кливажа, травиатсионные, тектонические, трещины от-дельности. Глубина трещиноватости достигает 70 м. Воды очень мягкие со средней общей жесткостью 0,1 г.экв/л. Общая минерализация от 0,1 до 0,16 г/л. По химическому составу они гидрокарбонатные кальцие-вые и натриево-магниево-кальциевые. Реакция воды слабощелочная от 6,1 до 6,8 мг.экв/л. Усредненный химический состав

НСО,91 С117

СО₂ 0,004 Mg,0,13 Са57 Mg32 Na11 рН = 6,7 .

Роль пресные оеспешенные без запаха и привкуса, осадка при стоянии не образуют. Область питания комплекса местные, основными источниками питания служат атмосферные осадки. Инфильтрация происходит по всей площади ин-трузивного массива на повезучность. Разружка осуществляется родниками, где на линиях, в областях замкания доли и вдоль подошв их склонов, где вязочный врез вскрывает уровень подземных вод. Кроме того, частич-но разгрузка осуществляется в смежные водоносные комплексы и в тре-щиноватые зоны тектонических нарушений.

Кальциевые воды зон тектонических нарушений

В районе наиболее распространены воды тектонических нарушений в изверженных горных породах. Последние, включая эффузивы, занимают более 80% площади. Эти воды питают многочисленные источники, при-уроченные обычно к подножью склонов, падам и распадкам, а также встречаются на склонах. Дебит источников очень мал, режим чаще не-постоянный, летом они пересыхают, зимой перемерзают. Воды их типичны холодные без вкуса и запаха.

О П Е Н К А П Е Р С П Е К Т И В Р А Й О Н А

При рассмотрении металлогении описываемого и сопредельных рай-онов выделяются четкая спещиализация различных формаций на опреде-ленные виды полезных ископаемых.

Практически безудлины раннепротерозойские и палеозойские обра-зования.

Триасовая вулканогенно-интрузивная ассоциация перопектиана на-меч и редкие металлы (молибден, висмут). В расчленованных зелено-каменно-сланцевых и окварлованных среднеосновных эффузивах тапиро-кой свиты установлены содержания меди до 0,5% (Верхне-Ортынокское месторождение). Район проявляет перспективу для поставок поско-во-свельчатой руды М-ба 1:50 000 в комплексе с кварцитами и кварц-сильносильными известняками того же масштаба (площадь 480 км²).

В пределах, связанных с триасовой свитой-трапскоконтит-гранито-вой формацией, на исследуемой площади установлены проявления мо-либдена (Загарякское), висмута, молибдена и серебра (Халзанское), а на соседней с севера территории - перопектиана проявление молиб-дена. Наиболее благоприятен для поисков месторождений этого типа район Халзанского рудопроявления, прдуроченного к провезу кровля-водрасчленового массива Ойгурского комплекса. Здесь же располагается крупнейшее проявление флюорита. В этом районе (640 км²) реко-мендуется проведение посково-свельчатой руды М-ба 1:50 000 в комп-лексе с электро- и магнетитовыми рудами (дтс.4).

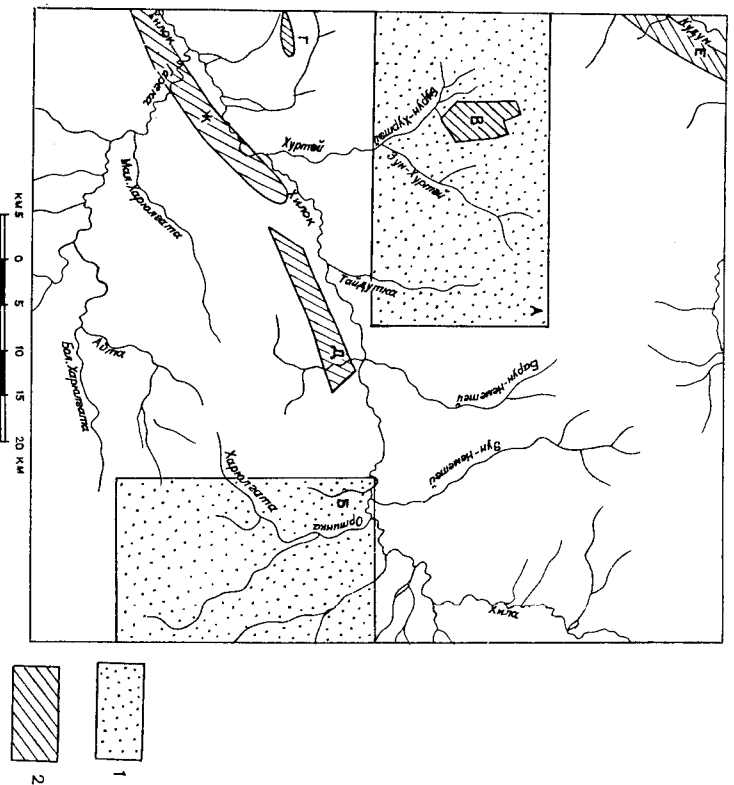


Рис. 4. Оценочно-перспективная карта
 Площадки, рекомендуемые для постановки: 1 - поксво-
 ственных и геофизических работ М-6а 1:50 000 (А - на вис-
 мут, молибден и флюорит, Б - на медь и флюорит); 2 - по-
 исково-оценочных работ на строительные материалы (В, Г, Д -
 на оолитовые камни, Е, Ф - на строительные пески)

Раннепермские магматические породы обладают редкометаллической гео-
 химической специализацией. Наиболее высокие содержания никобия, дан-
 тана, бериллия, иттрия, церия отмечены в альбизитизированных щелоч-
 ных гранитах аткинского комплекса. Однако процессы альбизитизации
 проявлены в них слабо, даже в апикальных частях массивов с реликта-
 ми кристаллов. Промышленных концентратов полезных компонентов в них не
 установлено. Редкие металлы в этих породах сконцентрированы в не
 используемой промышленностью чешкините [26]. Других рудных полиз-
 ных ископаемых в связи с раннепермскими формациями не установлено,
 что позволяет считать площади их развития бесперспективными.

Со среднепермской молассой в исследуемом и определенных районах
 проявлены полевых ископаемых не обнаружено.
 С позднемезозойской формацией каменных углей в Забайкалье
 связана эпитепмальная минерализация. На территории листа сложение
 ее вулканогенетическая структура (Тарка-Саянскими и Удунскими
 вулканидами) эрозирована слабо. В пределах этих структур и в их од-
 рамении наблюдаются типичные оруденения никеля и серебра, а так-
 же Улангуйское проявление флюорита, что указывает на вероятность
 нахождения эпитепмального оруденения на глубине. Район флюоритово-
 го проявления рекомендован под поксво-съемочные работы М-6а
 1:50 000.

Угольные месторождения в Западном Забайкалье локализируются в
 углинской свите нижнего мела. На рассматриваемой площади эта свита
 не имеет значительной мощности и развиты локально. Это, а также
 хорошая изученность раннепермских пластов позволяет считать район
 бесперспективным на уголь.

Хорошая изученность четвертичных отложений различного генезиса
 (опробован материал из большого количества шурфов, скваж и сква-
 жин, пройденных в разных частях территории), а также отсутствие в
 районе даже незначительных коренных проявлений золота позволяет
 считать территорию листа бесперспективной на россыпи этого метал-
 ла.

Перспективы территории на строительные материалы изложены в
 разделе "Полезные ископаемые".

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н И Я

1. АМАНТОВ В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Д., "Недра", 1975, 223 с.
2. БАХАЕВ А.Т., ЭИШЕНМАН Л.Е. Позднепермские вулканические се-
 рия Хилокской структурно-формационной зоны. Западная Забайкальская
 филиала географического общества СССР, вып. LXXV. Чита, 1972,
 с.26-28.
3. Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1:200 000,
 лист М-49. Западный геофизический трест 1961-1967 гг. Госгеолкомитет.
 Чита.

4. КОЗУБОВА Л.А., РАДЧЕНКО Г.П. Новые данные к уточнению возраста вулканиогенных тош дэгла-хилокской серии в Западном Забайкалье. "Тезисы межведомственного стратегического совещания в г.Чите в 1961 г.". Д., 1961, с.33-36.
5. КУЗНЕЦОВ В.П. Геологическая карта СССР, масштаба 1:200 000, серия Запально-Забайкальская, лист М-49-XXXVI. М., 1965.
6. МАРГЕВ З.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Запально-Забайкальская, лист М-49-XXXV. М., 1974.
7. НЕКИЛОВ А.Н., СЕДОВА И.С. Северо-западная часть Олекмо-Витимского нагорья. Сборник "Эволюция вещества при ультраметаморфизме". Д., "Наука", 1972, с.15-21.
8. НОВИКОВ В.А., ИЗВЕКОВ А.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-49-Ш. М., 1973.
9. ФЮМИН И.Н., ДАШМАНОВ В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Запально-Забайкальская, лист М-49-У. М., 1963.
10. ШЕЛГОВ А.Д. Металлогенная область автономной вклевизации Д., "Недра", 1968, 180 с.
11. ЭЙДЕНГЛАН Д.Е. Петрология магматических образований центральной части Хазарта-Алтайского вулканика (Западное Забайкалье). Записки Забайкальского филиала географического общества СССР, вып.ХСУ. Чита, 1973. с.42-69.

Ф о н д о в а г X)

12. АРСЕНЬЕВ А.А., КИЗЕНСКИЙ В.М. Геологические исследования в северо-восточной части Селенгинской Давури. 1940, № 5947.
13. АВТОМАНОВ Р.И., МИГЕЕВ В.М. и др. Геологический обзор месторождений строительных материалов, расположенных на площадях, тяготеющих к линии Забайкальской ж.д. 1965, № 11321.
14. БАХАЕВ А.Т., ТУРЧИНОВ Ю.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района пос.Могзон (р.Хилок). Окончательный отчет по результатам геологического картирования (масштаб 1:50 000), проведенного Могзонской партией в 1969-1972 гг. 1973, № 013406.
15. БЗДОКИМОВ А.Ф., ДИКОКИЧУ А.Д. и др. Отчет о работах аэро-электроавиационной партии № 14 в Центральном Забайкалье в 1969 г. Ленинград, 1970, № 012914.
16. ЗАРУБИН С.М., ТЕЛЕНГА А.С. Отчет о результатах работ Чикойской правдиваведочной партии № 27/73 за 1973 г. Иркутск, 1974, № 013615.

X) Все работы находятся в фондах Читинского территориального управления.

П р и л о ж е н и е 1

Список

Промышленных месторождений полезных ископаемых,
показанных на листе М-49-IV геологической карты
М-6а 1:200 000

Индикс листа на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на ли- тературу (но- мера по списку литературы)	Примеч- ание
--------------------------------	------------------	---	---	-----------------

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ОТНЕЖПОРНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

И з в е р ж е н н ы е п о р о д ы

Булкантические туфы

П-4	1	Зун-Гурхон	14	
П-4	2	Красукино	14	

Г л и н н о с т е п о р о д ы

П-4	7	Молзонское	14,24	
-----	---	------------	-------	--

О б л о м о ч н ы е п о р о д ы

Галечник и гравий

П-4	5	Северо-Молзонское	14,24	
П-4	8	Ирно-Молзонское	14,24	
П-4	9	Уметкино	14,24	
П-4	10	Ухурекское	14,24	
П-2	11	Тайлутское	24	
П-3	11	878-й км	13,24	
IV-1	11	Даттурокское	13,24	

Лесок строительно

П-4	4	Илгинское	14	
П-4	6	Илгонское	14	

П р и л о ж е н и е 2

Список

неpromышленных месторождений полезных ископаемых,
показанных на листе М-49-IV геологической карты
М-6а 1:200 000

Индикс листа на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на ли- тературу (но- мера по списку литературы)	Приме- чание
--------------------------------	------------------	---	---	-----------------

МЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Б л а т о р о д н ы е м е т а л д ы

Золото
(россыпные месторождения)

П-4	3	Паль Золотая	14,24	
IV-4	3	Бильчир	24	

П р и л о ж е н и е 3

Список

проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-49-IV геологической карты М-6а I:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
I	2	3	4	5

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь

III-1	3	Харелугское	26	В скважинах
-------	---	-------------	----	-------------

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Цветные металлы

Медь

III-4	2	Верхне-Ортинское	27	В штучках из коренных пород и элювия
IV-4	1	Верховья Ортинки	27	Металло-метургический ореол в комплексе с цинком
IV-4	2	То же	27	То же

Свинец

I-2	1	Правобережье Цаганай-Торхона	27	Металло-метургический ореол
-----	---	------------------------------	----	-----------------------------

Цинк

I-1	1	Водопад Черного Ленгеса и Вьрку	27	То же
I-1	2	Верховья Дулгюра	27	" "

I	2	3	4	5
II-1	1	Верховья Барун-Хурган	27	Металлометургический ореол
II-1	2	То же	27	То же
II-1	3	" "	27	" "
III-1	2	Верховья Ленгеса (правый)	26	Гидрохимический ореол
III-2	4	Бассейн Алхи	26	То же
III-2	5	То же	26	" "
III-2	6	" "	26	" "

Олово

III-1	1	Низовья Грязного Ключа	26	" "
-------	---	------------------------	----	-----

Редкие металлы и рассеянные элементы

Молибден

III-4	1	Загардино	27	Боролозные пробы из канав
-------	---	-----------	----	---------------------------

Висмут

II-2	1	Халзанское	27	Штучные пробы из канав
------	---	------------	----	------------------------

Благородные металлы

Серебро

II-2	2	Верховья Бол. Улентуя	27	Металлометургический ореол
III-2	2	Верховья Мал. Харилтаги	26	Гидрохимический ореол
III-2	3	Верховья Ленгеса (левый)	26	То же

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Химическое сырье

Флюорит (флюс и хлорсоль)

II-2	3	Улентуйское	27	Боролозные пробы из канав
------	---	-------------	----	---------------------------