

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Северо-Уральская

Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из)

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2018

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ» (ФГБОУ ВО «УГГУ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Северо-Уральская

Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М200):528.94.065(571.122)

Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А., Козьмин В. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 216 с. + 2 вкл.

Рассмотрено геологическое строение территории, описаны стратифицируемые образования и интрузивные комплексы, принадлежащие к Уральской аккреционно-складчатой системе, включающей Ляпинскую СФЗ байкалит (доуралид), осложненную аллохтонными (Бельско-Елецкая, Зилаиро-Лемвинская, Западно-Тагильская) структурно-формационными зонами палеозоя (уралид), перекрытых чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Приуральской и Уральской структурно-фациальных зон. Даны сведения по тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии. Обобщена информация по полезным ископаемым территории, показаны закономерности их размещения, сделан прогноз и подсчитаны прогнозные ресурсы категории Р₃ на перспективные площади.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Табл. 3, ил. 96, список лит. 127 назв., прил. 7.

Авторы

*В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, В. С. Козьмин,
И. А. Никулина, П. Л. Бурмако, Л. А. Демина, Д. И. Прокопчук, И. В. Абатурова*

Научный редактор *В. П. Водлазская*

Рецензенты НРС *В. А. Ободов, А. Г. Коннов*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 28 ноября 2017 г.

© Федеральное агентство по недропользованию, 2018
© Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Уральский государственный горный университет», 2017
© Коллектив авторов, 2017
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-40-VI административно подчинена Печорскому и Вуктыльскому районам Республики Коми Северо-Западного федерального округа (западная часть), Березовскому району Ханты-Мансийского автономного округа Уральского федерального округа (восточная часть). Площадь листа составляет 3679,7 км² и ограничена координатами: 63°20′–64°00′ с. ш. и 59°00′–60°00′ в. д.

Орографически центральная часть листа расположена в пределах водораздельной (осевой) части Северного Урала, представленной открытой или слабозалесенной на склонах цепью гор (Яны-Янкеч) и хребтов (Хоса-Ньер, Састем-Ньер, Сумьях-Ньер, Уу-Ты) среднегорного рельефа с абс. отм. 600–950 м. В западной части листа расположены хребты Уйтым-Ньер и Кузь-Куди-Ньер, характеризующиеся плосковершинным гольцовым высокогорьем (абс. отм. 1000–1300 м) и субальпийским рельефом (гора Тельпос-Из – 1619,8 м, гора Хора-Из – 1327,6 м и др.). Склоны гор – крутые, иногда до 45°. В юго-западной и восточной частях рельеф постепенно переходит в среднегорный сглаженный с абс. отм. 500–800 м, а ближе к восточной рамке – холмисто-увалистый. Небольшой фрагмент юго-восточной части листа принадлежит к Западно-Сибирской низменности. Относительные превышения составляют 300–1000 м. Минимальная абс. отм. – 62 м.

Речная сеть западного склона принадлежит к бассейну р. Печора (реки Щугор, Тельпос, Подчерье и их притоки), а восточного склона – к бассейну р. Сев. Сосьва (реки Яныманья, Толья, Хомес, Талтма, Воля, Туяхланья и их притоки). Все реки района являются типичными горными водотоками и отличаются высоким модулем стока – 15–20 л/с на 1 км². Для них характерно совпадение областей питания и распространения. Питание рек происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, таяния снежников и сезонного протаивания многолетнемерзлых пород (ММП). Восточная часть территории преимущественно заболочена. Болота в основном приурочены к долинам рек.

Климат района резко континентальный и характеризуется коротким дождливым летом (до +25 °С) и продолжительной холодной (до –50 °С) зимой. Среднегодовая температура воздуха составляет –3,1 °С. Снежный покров устанавливается в конце сентября и сходит в середине мая. Лето со значительным количеством осадков. Годовое количество осадков – 400–800 мм, из них большая часть выпадает в виде дождей. Преобладающее направление ветров – с запада на восток, их средняя скорость – 2–4 м/с.

Растительность территории находится в прямой зависимости от климата и рельефа. Площадь листа на 80 % покрыта таежным лесом. Лесная растительность поднимается до абс. отм. 500–600 м; выше ее сменяет лесотундровая растительность, представленная густыми труднопроходимыми зарослями карликовой березки, низкорослыми елями и соснами. Много ягод (смородина, голубика, брусника, черника, клюква), грибов и кедровых орехов.

Животный мир разнообразен и богат. В тайге обитают такие крупные млекопитающие, как бурый медведь, лось, олень, россомаха, рысь; из пушных зверей – белка, соболь, горностай, заяц, бурундук; из промысловой птицы – рябчик, глухарь, тетерев, куропатки. Из рыб в большинстве рек встречается хариус, в старицах водятся щука и окунь.

В экономическом отношении изученный район не освоен и характеризуется полным отсутствием дорог, лишь в юго-западной части площади листа вдоль газопровода проходит технологическая грунтовая дорога. От центра территории листа до ближайшей ж/д ст. Печора более 200 км.

Обнаженность в западной части листа удовлетворительная, местами хорошая. В центральной части района расчлененность рельефа выражена слабо, и горы часто покрыты сплошными делювиальными развалами. Восточная часть территории практически полностью перекрыта чехлом делювиальных отложений с почвенно-растительным слоем.

Геологическое строение площади сложное и очень сложное, что определяется широким возрастным диапазоном (RF₂-MZ) картируемых подразделений, их фациальной изменчивостью, а также интенсивной дислоцированностью, особенно допалеозойских комплексов.

Работы по составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа Р-40-VI были начаты в 2016 г. В ходе них проведен один полевой сезон, в задачу которого входило уточнение дискуссионных вопросов состава, возраста стратифицируемых и магматических образований территории, границ рудных узлов. В камеральный период выполнена обработка результатов исследований и актуализация картографических материалов авторского варианта Госгеолкарты-200 листа Р-40-VI, составленного по материалам ГДП-200 Турупинской площади [67].

При подготовке авторского варианта Государственной геологической карты Р-40-VI масштаба 1 : 200 000 были использованы: Государственная геологическая карта листа Р-40-VI первого поколения [7]; материалы полистных и групповых геологических съемок масштаба 1 : 50 000 (ГС-50 и ГГС-50), поисковых и поисково-оценочных работ; данные многочисленных тематических и опытно-методических исследований по территории, проведенных геологами ПГО «Полярноуралгеология», ИГ КНЦ УрО РАН, ИГГ УрО РАН, ЗапСибНИГНИ, ВСЕГЕИ и др., в том числе материалы собственных исследований [64, 65, 66]. Фактически геологосъемочными работами покрыто 80 % территории листа, что, с учетом многочисленных геофизических материалов, обуславливает высокую информативность и достоверность составленного комплекта Госгеолкарты-200/2.

Результаты отмеченных выше работ позволили уточнить положение и детализировать состав подразделений практически всех возрастных диапазонов, развитых в районе, а также проследить положение геологических границ в обнаженной части территории. При отрисовке границ в пределах слабообнаженных участков использованы: материалы поисково-картировочного бурения, которое в незначительных объемах проводилось при поисковых работах; результаты дешифрирования космоматериалов; данные геофизических работ по аэрогаммаспектрометрии, гравиразведке, магниторазведке.

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 в настоящее время в издании находятся комплекты карт второго поколения по листам Q-40-XXXV (Шишкин, 2001), Q-40-XXXVI, Q-41-XXXI [77], Р-40-XII [68]; листы Р-40-V, Р-40-XI [70] прошли апробацию в НРС, но к изданию еще не приняты. Издан комплект Госгеолкарты-200 (второе поколение) по листу Р-41-I [84] (дата утверждения НРС – 26.02.2002 г., издан в 2007 г.).

По всем рамкам листа Р-40-VI контуры границ геологических подразделений в основном увязаны. Однако имеется некоторое различие в индексах магматических комплексов, которое обусловлено актуализацией легенд Уральской и Северо-Уральской серий листов [56, 71].

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также текст отчета выполнены в соответствии с основными положениями «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» (2015 г.). Цифровые модели карт подготовлены в форматах ArcGIS с учетом «Единых требований к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Версия 1.4» (2015 г.), «Электронной базы изобразительных средств ГК-200/2». Цифровой архив первичных геологических данных составлен в форматах Excel и Access.

В полевых работах по объекту в течение всего периода принимали участие: сотрудники СНИГЭ УГГУ В. А. Душин, О. П. Сердюкова, В. С. Козьмин, П. Л. Бурмако, Д. И. Прокопчук, В. В. Курчавов, Л. А. Демина; студенты УГГУ Э. А. Афанасьев, А. А. Бакилина, В. В. Горбунов, Е. А. Жуклин, Р. А. Карпов, И. А. Мищенко, И. В. Носков, И. М. Овчинников, В. В. Полещиков, И. С. Сарычев, В. В. Саурина, И. В. Семенов, М. В. Таранов, С. С. Трунов, А. К. Трутнев, Е. В. Утюшева, А. Р. Шайдулина, Д. А. Шевалдин. В полевых работах 2014 г. участвовали Г. Я. Казанцева и И. Ю. Курзанов.

В составлении текста объяснительной записки и графических приложений к ней принимали участие сотрудники СНИГЭ УГГУ В. А. Душин (отв. исп.), О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, И. А. Никулина, В. С. Козьмин, П. Л. Бурмако, И. В. Абатурова, Л. И. Козьмина, М. Л. Крашенникова, Д. И. Прокопчук, Г. Г. Хасанова, Е. А. Таштимирова, Л. А. Демина, Н. Г. Малюкина.

Петрографическое описание шлифов выполнено сотрудниками СНИГЭ УГГУ В. А. Душиным, Л. А. Деминой, П. Л. Бурмако, В. С. Козьминым; минералогические и рентгеноструктурные исследования – С. В. Акуловой и С. Г. Суставовым.

Количественные определения (ICP-MS, XRF) и радиогеохронологические исследования выполнены в лабораториях изотопной геохимии УрО РАН и ЦЛ и ЦИИ ВСЕГЕИ.

Авторы признательны В. П. Водолазской, Л. И. Гурской, А. В. Жданову, А. К. Иогансону, А. П. Казаку, Л. И. Лукьяновой, Т. Ю. Медведевой, А. Н. Мельгунову, А. Ф. Морозову, В. В. Парфенову, Г. А. Петрову, А. А. Пуговкину, Ю. Л. Ронкину, Л. Р. Семенову, Л. В. Смеловой, Т. Н. Сурину, Т. В. Чепкасовой и другим коллегам, оказавшим разностороннюю научно-методическую и консультативную помощь в процессе работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Уральский Север, в пределах которого располагается площадь работ, относится к районам с резко неравномерной изученностью. Обширная литература – как опубликованная, так и фондовая – с разной степенью детальности освещает геологическое строение территории и ее металлогению. Взгляды различных исследователей по этим вопросам весьма противоречивы.

Геологосъемочные работы. Геологические исследования на территории листа осуществлялись с начала XIX в. На основе информации Е. С. Федорова, возглавлявшего в 1884–1889 гг. работы Северной горной экспедиции, составлены первые геологические карты Урала и собран богатый материал по географии, геологии и полезным ископаемым обширной и труднодоступной территории Северного Урала.

В 1939–1941 гг. экспедицией Уральского ГУ под руководством Н. А. Сирина впервые проведены более или менее систематические съемочные работы масштаба 1 : 200 000. Полученные результаты, дополненные данными геологосъемочных работ 1946–1947 гг., позволили создать геологическую карту масштаба 1 : 200 000 значительной части территории Приполярного и Северного Урала [30]. В отчете доказывается общность развития Приполярного и Северного Урала, охарактеризованы полезные ископаемые и намечены районы их возможной концентрации. В основу расчленения метаморфических толщ была положена схема, разработанная в 1936–1938 гг. К. А. Львовым для Ляпинского края.

Середина прошлого столетия характеризуется более углубленным изучением района. В этот период были выполнены геоморфологические (С. Г. Боч, 1956 [53]; П. П. Генералов, 1973 [61]), петрографические и петрохимические (В. Г. Вигорова, 1972 [1]; С. Г. Караченцев, В. А. Пономарев, 1969 [16]; Н. А. Сирин, 1945, 1962 [30, 31]; И. Д. Соболев, 1963 [34]; М. В. Фишман, 1949 [121]; М. В. Фишман, Г. В. Симаков, 1960 [41]; М. В. Фишман, Б. А. Голдин, 1963 [42]; В. В. Бутин, Н. Н. Панин, 1980 [54]) исследования территории. В результате работ были составлены карты и схемы района масштабов 1 : 100 000, 1 : 200 000 и 1 : 500 000, заложившие геологическую основу, которая в том или ином виде существует по сей день.

В 1965 г. В. А. Лидером завершены многолетние исследования по стратиграфическому расчленению мезозойских и кайнозойских отложений, а в 1978 г. на основе новых данных была обновлена карта четвертичных отложений масштаба 1 : 500 000 [87]. В 1966 г. К. А. Львовым и С. Н. Волковым под ред. И. Д. Соболева была составлена геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000.

Планомерная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на наиболее перспективных площадях севера Урала начала проводиться с 1960-х годов.

В 1964–1965 гг. в юго-западной части листа В. Н. Малашевским, В. Г. Баклановым и др. [89] проведены геологосъемочные работы в районе рек Щугор, Подчерье и Тельпос. По результатам работ в стратиграфическом разрезе района были выделены доордовикские (хобеинская, мороинская и саблегорская свиты), ордовикские (тельпосская, хыдейская и щугорская свиты), девонские (такатинская и лопьинская свиты) и каменноугольные отложения. Из интрузивных образований описаны позднепротерозойско-раннепалеозойские граниты и гранодиориты, габброиды раннепалеозойского возраста. Из обнаруженных проявлений наибольшее значение имеют рудопроявление урана «Редка-1» и ряд радиоактивных аномалий, связанных с зонами меридиональных и субширотных разломов.

При выполнении геологосъемочных работ в 1965–1967 гг. Г. Г. Ефимовым, С. А. Золотаревым и др. [69] была изучена юго-восточная часть листа. В результате проведенных исследований охарактеризованы стратифицированные и нестратифицированные образования от позднепротерозойско-кембрийского до четвертичного возраста; выделена паснерская свита поздне-

ордовикского возраста, представленная вулканогенными образованиями, ранее определяемыми как габброамфиболиты. В интрузивных образованиях выделено четыре формации: габбро-долеритовая, перидотитовая, габбро-плагиогранитовая и гранитовая. Дана подробная характеристика рудопроявлений; выделены прогнозно-металлогенические зоны, в пределах которых намечены участки для постановки поисковых работ на обнаружение медной, железной, редко-металльной и урановой минерализации.

В 1967–1968 гг. Э. Г. Негурицей и др. [100] проведено геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 в верховьях рек Бол. Турупья и Воля. По результатам работ в стратиграфическом разрезе района выделены: маньинская свита верхнего протерозоя–кембрия; тельпосская, хыдейская и польинская свиты ордовика, нижнетурватская свита силура. Впервые на площади фаунистически охарактеризованы средне-верхнеордовикские отложения (польинская свита). Установлены тела щелочных сиенитов, ранее не известных на Приполярном Урале. Выделены перспективные площади и участки, рекомендуемые для постановки поисковых работ на ниобий и тантал, пьезокварц, асбест, шеелит.

Результаты геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, выполненных под руководством С. В. Митюшевой в бассейне верхнего течения рек Воля и Хомес в 1967–1969 гг. [98], в общем подтвердили схему стратиграфического расчленения территории К. А. Львова. Впервые на площади был выделен комплекс вулканогенных образований, представленных эффузивно-пирокластическими и жерловыми фациями. Интрузивные образования, слагающие массивы с разным уровнем эрозионного среза, охарактеризованы в составе кембрийских (гранитовой, диорит-гранодиоритовой) и ордовикско-верхнепалеозойских (гипербазитовой, габбро-пироксенит-плагиогранитовой, гранитовой) формаций. Дано описание проявлений редких земель, ниобия, асбеста и горного хрусталя, месторождений строительных и огнеупорных материалов.

Северная часть территории листа Р-40-VI изучалась Л. Т. Беляковой и В. Ф. Петровым при проведении съемочных работ масштаба 1 : 50 000, выполняемых Волинской ГПСР в 1967–1970 гг. Авторами были выделены верхнепротерозойские (пуйвинская и хобеинская свиты), верхнепротерозойско-кембрийские (мороинская, саблегорская и лаптопайская свиты) и ордовикские (тельпосская и шугорская свиты) образования. Выявлены проявления меди, горного хрусталя и редких земель; на сопредельной северной территории в аллювиальных отложениях р. Шугор отмечены находки алмазов и их спутников.

В 1968–1970 гг. на северо-западе площади листа (в бассейне рек Шугор и Тельпос) В. Н. Малашевским и В. Ф. Петровым [105] проведена съемка масштаба 1 : 50 000; выделены и описаны доордовикские (саблегорская и лаптопайская свиты), ордовикские (тельпосская, хыдейская и шугорская свиты) и силурийские (лландоверийские, венлокские и лудловские) отложения. Магматические образования представлены раннепалеозойскими долеритами, сиенит-диоритами и кварцевыми порфирами. Охарактеризованы проявления меди и горного хрусталя.

В 1990 г. на Яныманьинской площади Е. А. Чернышевым, О. П. Федоровым и др. [123] были закончены опережающие комплексные геофизические работы (ОГФ-50) для проведения геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000. Авторами уточнены границы польинского и лагортинского комплексов, Билимбаевской и Качканарско-Ревдинской металлогенических зон. Выделены рудные зоны: с проявлениями колчеданно-полиметаллической формации – Западная, Восточная и Керасаньинская; с проявлениями титано-магнетитовой рудной формации – Хомесско-Мань-Маньинская. Предложены два перспективных участка для заверочных работ на медноколчеданное оруденение (Речной, Талтминский).

В 1995 г. издана Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 листов Р-40, 41 (Североуральск) под ред. О. А. Кондайна [19]. В комплекте карт обобщены результаты проведенных ранее геологических съемок масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000, а также материалы других видов геологических исследований.

В 1999 г. издана Государственная геологическая карта листа Р-40-VI первого поколения, составленная Г. И. Дашкевич и В. И. Кузнецовым [7]. На основе тщательной проработки материалов ранее проведенных геологических съемок масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000, а также материалов других видов геологических исследований были уточнены границы распространения верхнепротерозойских (пуйвинской, хобеинской, мороинской и саблегорской свит), палеозойских, мезозойских и четвертичных отложений. В ходе редакционно-увязочных маршрутов, пройденных в 1983 г. в районе меридионального течения р. Шугор, в карбонатных отложениях были собраны иглокожие, датирующие их средним ордовиком и ранним девоном. На территории были выделены разнообразные по составу (от ультраосновных до кислых) и возрасту

(от позднерифейских до позднепалеозойских) интрузивные образования. Охарактеризованы все виды полезных ископаемых, установленных на площади листа. Выполнена оценка перспектив территории.

В 2007 г. издана Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Р-40 – Североуральск [2]. Авторы: В. П. Водолазская, В. Н. Иванов, Г. А. Петров и др. Комплект Госгеолкарты-1000/3 представлен: геологической картой доплиоценовых образований; картой плиоцен-четвертичных отложений; картой полезных ископаемых; картой закономерностей размещения твердых полезных ископаемых, которая в совокупности со схемами продуктивности и прогноза коренных и россыпных объектов соответствует прогнозно-минералогической карте, и др. В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, полезным ископаемым Тимано-Печорской, Восточно-Европейской платформ и Северного Урала.

В 2013–2015 гг. В. А. Душиным и др. (УГГУ) выполнено ГДП-200 листа Р-40-VI (Турупинская площадь) [67]. В результате проведенных работ составлен комплект современной геологической основы масштаба 1 : 200 000 (авторский вариант Госгеолкарты-200) листа Р-40-VI в форме ГИС (геологическая карта дочетвертичных образований, геологическая карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения). Авторами уточнены внутреннее строение лаптопайских субвулканических образований (антидромность магматизма), возраст лаптопайской свиты и ее появление в центральной части листа; откорректированы положение и границы лемвинских фаций; показан позднерифейский возраст Туяхланьинского и Понтсаитского массивов, отнесенных к сысвинскому комплексу; выделены новые палеовулканические структуры, магматические комплексы и показано их влияние на металлогению региона. Уточнен возраст рудовмещающих отложений Турупинского рудопроявления и дана общая прогнозно-металлогеническая оценка территории на редкие металлы, золото, уран, цветные металлы и кристаллокварцевое сырье. Апробированы прогнозные ресурсы категории Р₃ редких металлов, урана. Обоснованы рекомендации для постановки поисковых работ с паспортами на перспективные объекты.

Поисковые работы. Отдаленность и труднодоступность территории, отсутствие хороших путей сообщения сдерживали постановку широкомасштабных поисковых работ. Ими охвачены южная и восточная части территории. В этих районах велись поиски бурого угля, урана, железа, кварца, золота, меди.

В 1958–1961 гг. А. Н. Южаковым и В. В. Южаковой проведены региональные поиски на пьезокварц в Троицко-Печорском районе Коми АССР и Березовском районе Тюменской области [127].

В 1965 г. С. С. Щербин и др. [126] выполнили геолого-поисковые работы на редкие и радиоактивные металлы в восточной эндо-эзоконтактовой части гранитного массива Маньхамбо. Авторами подтверждено наличие комплексного уран-редкометалльного оруденения и даны рекомендации на проведение поисковых работ в пределах рудной зоны. Кроме того, по аналогии с описанной зоной на Северном, Приполярном и Полярном Урале выделялся ряд весьма перспективных площадей для поисков редкометалльных и радиоактивных месторождений в древних конгломератах и зонах метасоматически измененных гранитов.

В 1965–1967 гг. в восточной части листа под руководством И. В. Гаврилюка [57] проводились поисково-оценочные работы на золото. В коренных породах платиноносного пояса выявлены аномальные содержания меди, свинца, олова и золота, представляющие поисковый интерес. По результатам исследований районы верхнего течения рек Волья и Яныманья рекомендованы к постановке детальных работ.

В 1979–1980 гг. Г. И. Страшненко [117] были проведены поисковые работы на кварцевое сырье в северном обрамлении гранитного массива Маньхамбовский, а затем в 1982–1984 гг. эти работы были продолжены В. А. Собяниным [116]. Основное внимание уделялось отложениям нижнего горизонта маньинской свиты (кварцитам, метаморфическим сланцам) и дайкам рассланцованных хлоритизированных габбродолеритов, к зальбандам которых обычно приурочены хрусталеносные зоны. В результате работ выделены перспективные хрусталеносные поля и произведена прогнозная оценка содержащихся в них запасов пьезокварца и горного хрусталя для плавки.

В 1982 г. А. И. Ладыгиным [86] проведены исследования в пределах Вангырского и Щугорского районов, в которых наибольший интерес представлял долинный аллювиальный комплекс. Установлено, что более низкие эрозионные уровни содержат большие концентрации россыпного золота.

На территории Приполярного и Полярного Урала в 1985 г. под руководством Н. М. Ридзюнской (ЦНИГРИ) изучена закономерность формирования и распределения золотоносных россыпей, разработаны геолого-геоморфологические основы их поисков [112].

В 1980–1987 гг. в юго-восточной части листа в пределах Хорасюрской площади И. Н. Шиятым и др. [125] проведены общие поиски железных руд скарново-магнетитовой формации. По результатам исследований выявлены проявления хромитов, меди и рекомендованы участки для постановки детальных поисковых работ.

В 2001 г. Б. А. Кошелевым и др. [85] в районе рек Сертынья и Туяхланья и их притоков проведены поиски россыпного золота. Установлена частая встречаемость пылевидного золота. По результатам работ дана отрицательная оценка золотоносности долин этих рек. В результате заверочных работ по данным УКБ выявлены ореолы рассеивания и россыпепроявления благородных разновидностей граната-демантоида и топазолита. Уточнено геоморфологическое строение долин.

В 2001 г. С. И. Комарицкий [78] завершил отчет по поисковым работам на железо. Исследованная им площадь включает юго-восточную часть листа Р-40-VI. Ввиду отсутствия на данной площади участков детальных работ прирост прогнозных ресурсов в данном районе не был получен, но была отмечена перспективность его на поиски скарново-магнетитового оруденения.

В 2001 г. Е. В. Матвеевой (ЦНИГРИ) были проведены анализ золотоносности и оценка прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота восточного склона Северного и Приполярного Урала [94]. В результате исследований установлены основные закономерности пространственного размещения россыпей золота и перспективных рудных месторождений; выделены перспективные участки и площади для постановки поисковых работ; оценены прогнозные ресурсы рудного золота, золотоносных россыпей, древних россыпей в пределах эрозионно-структурных депрессий. Составлены карты прогноза рудного и россыпного золота на структурно-формационной и морфоструктурной основах масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000.

В 2006–2009 гг. под руководством К. П. Савельевой проведены прогнозно-поисковые работы на медь на Талтминской площади [113], северный фрагмент которой расположен в юго-восточной части листа. В результате работ уточнено геологическое и структурно-тектоническое строение площади; выделены рудоносная зона, по которой оценены прогнозные ресурсы меди категории Р₂, и минерализованные зоны, потенциально перспективные на медное оруденение.

Тематические исследования. На площади листа в разные годы проведены научно-исследовательские и тематические работы по изучению стратиграфии, тектоники, магматизма, глубинного строения и минерализации геологами Коми НЦ УрО РАН, ВСЕГЕИ, ЗапСибНИГНИ, СНИГЭ УГГУ (СГИ), ИГиГ УрО РАН, ЗапСибНИИГТ, ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», ПГО «Полярноуралгеология» и «Главтюменьгеология», ЗапСибРГЦ, институтов и вузов Санкт-Петербурга и Москвы.

С 1958 по 1965 год группа сотрудников Коми ФАН СССР под рук. М. В. Фишмана [41, 42] занималась изучением вопросов рудоносности, петрографии, литологии и абсолютного возраста гранитов центральной части Приполярного Урала. В 1965 г. ими были завершены работы по теме «Магматические комплексы южной части Печорского Урала и их рудоносность (в пределах верхнего течения бассейна рек Илыч, Щугор и Няйс)» [122]. В отчете приведено описание наиболее типичных вулканогенно-осадочных разрезов, выделены четыре магматических комплекса с описанием основных петрохимических особенностей слагающих их пород, выполнены определения абсолютного возраста гранитоидов.

В 1972–1973 гг. П. П. Генералов проводил исследования и обобщение материалов геологосъемочных и поисковых работ на золото по территории бассейнов рек Воля и Няйс [61]. В результате составлен комплект карт, характеризующих особенности геологии и геоморфологии района в части размещения золота и других ценных компонентов в аллювии; выделены перспективные на проявление россыпей геолого-геоморфологические зоны и площади.

В 1977 г. А. А. Саранин и Г. Я. Сабуров [115], а в 1987 г. Л. Н. Беляков и Г. Я. Сабуров [49] завершили составление геологических карт территории деятельности объединения «Полярноуралгеология» в масштабах 1 : 500 000 и 1 : 200 000. Расчленение стратиграфического разреза региона произведено в соответствии с решениями III Уральского совещания [40].

В период с 1978 по 1981 год проводилась прогнозная оценка перспектив площади на полиметаллы. Так, Е. С. Контарем была составлена прогнозная карта масштаба 1 : 200 000 восточного склона Урала для поисков месторождений меди главнейших промышленно-генетических

типов [81], а для западного склона Приполярного, Полярного Урала и Пай-Хоя М. Я. Поповым (ПГО «Полярноуралгеология») проведены работы по составлению прогнозной карты на медь масштаба 1 : 500 000 [110]. В 1979 г. В. Ф. Петровым (Воркутинская ГРЭ) составлена прогнозная карта для поисков месторождений свинца и цинка территории Севера Урала и Пай-Хоя [105].

Для оценки перспективных площадей на выявление промышленных месторождений полезных ископаемых в 1980 г. под рук. Л. Н. Белякова [48] было проведено структурно-формационное районирование территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология». Тогда же впервые Л. А. Костюковой и М. А. Масловым [83, 93] были изучены магматические формации, их металлогенические особенности, выделены рудные и рудоносные районы, а также дана оценка их перспективности. Позднее в 1987 г. Л. Н. Беляковым [49] составлена тектоническая карта масштаба 1 : 1 000 000, а в 1989 г. под рук. Л. А. Костюковой [82] был составлен отчет об изучении закономерностей размещения твердых полезных ископаемых с выделением промышленно-генетических типов и перспективных площадей для постановки ГРП с переоценкой их прогнозных ресурсов.

Под рук. Т. А. Афанасьевой в 1993 г. были составлены стратиграфические схемы палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенды к геологическим картам четвертичных образований масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 [46].

В 1998 г. Н. В. Повонской выполнены изучение и обобщение шлиховых материалов кайнозойских отложений западного склона Приполярного и Северного Урала с целью создания шлихоминералогической основы для производства геологосъемочных и поисковых работ [108]. В результате проведенных работ составлена карта минеральных ассоциаций кайнозойских отложений масштаба 1 : 200 000, произведено минералогическое районирование и даны рекомендации для постановки поисковых работ на алмазы.

В период 2000–2006 гг. коллективом Северной научно-исследовательской геологической экспедиции УГГУ под рук. В. А. Душина выполнено обобщение материалов по региональной геологии и размещению полезных ископаемых Северного и Приполярного Урала на современном уровне знаний с углубленным анализом минерализации благородных и редких металлов. В результате исследований была создана обновленная геологическая модель территории, состоящая из комплекта специализированных карт и схем различного масштаба [64, 65].

В рамках научно-исследовательской работы Б. П. Богдановым в 2001 г. выполнялось изучение особенностей структурно-формационного строения верхнего докембрия восточной части Восточно-Европейской платформы [51].

В 2001 г. Н. В. Мальцевой, И. Л. Михайловой и др. составлена и издана карта торфяных месторождений Республики Коми масштаба 1 : 500 000 [92]. В 2003 г. В. П. Новиковым, Н. М. Ридзюнской и др. подготовлена прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1 : 500 000 на золото территории Республики Коми и сопредельных площадей [112]. Под рук. В. Г. Топоркова (2003 г.) составлена карта месторождений строительных материалов Республики Коми масштаба 1 : 500 000 [119].

В 2005 г. под рук. В. С. Озерова было завершено (на территорию Республики Коми) совершенствование методики поисковых работ на раннепалеозойские метаморфизованные россыпи золота и составлены прогнозные карты масштабов 1 : 1 000 000–1 : 100 000 с выделением перспективных участков, по которым оценены прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_3 [102].

В 2008 г. под рук. А. Н. Мельгунова (ФГУП «ВСЕГЕИ» совместно с ОАО «УГЭ», ЗапСибНИИГГ, СНИГЭ УГГУ и др.) завершены работы по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе использования современных геолого-геофизических, минералогических, геохимических и изотопных методов исследования», в результате которых составлен комплект новых геолого-металлогенических карт [95].

В 2009 г. ОАО «НПЦ Мониторинг» совместно с ФГУП «ЦНИГРИ», ОАО «УГСЭ», ФГУП «ВИМС», СНИГЭ УГГУ (А. А. Устинов, А. Г. Волчков, В. А. Душин, К. К. Золотов и др.) завершил работы по теме «Проведение работ по научно-аналитическому, информационному обеспечению в области недропользования в части твердых полезных ископаемых на территории Ханты-Мансийского автономного округа – Югры». В результате исследований на Уральскую часть Ханты-Мансийского автономного округа – Югры составлены карта магматических формаций масштаба 1 : 500 000 и шлихо-минералогическая карта масштаба 1 : 200 000; выполнены комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов масштаба 1 : 200 000 и прогнозная оценка территории на твердые полезные ископаемые; разработана программа ком-

плексного изучения потенциальных горнопромышленных узлов; разработаны методические рекомендации для производства прогнозно-поисковых и поисковых работ с применением современных методов и технологий ГРП, типовые прогнозно-поисковые модели объектов. В ходе этих работ были получены геологические данные, указывающие на перспективность данного района на различные виды полезных ископаемых [120].

Геохимическая изученность. Специализированные площадные геохимические работы на территории листа Р-40-VI не проводились. Геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 сопровождались сопутствующими геохимическими работами масштабов 1:25 000 и 1:10 000 (В. Н. Малашевский и др., 1966, 1971; В. С. Митюшева и др., 1971; Г. Г. Ефимов и др., 1968; Э. Г. Негурица и др., 1970; Л. Т. Белякова и др., 1971). Они включали литохимическое опробование пород по первичным ореолам в процессе выполнения съемочных и поисковых маршрутов, по горным выработкам и керну скважин, литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштабов 1:50 000–1:100 000. Методика полевого опробования, обработки проб и их анализа, обработки результатов анализа определялись действующей в то время инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений (Недра, 1965) и временными методическими указаниями «Главтюменьгеологии».

Площади литохимической съемки 1960-х годов характеризуются слабоконтрастным аномальным полем. Многочисленные аномалии по вторичным ореолам не разбраковывались и не детализировались.

Геохимические исследования проводились также в ходе поисковых работ на Хорасюрской площади на железные руды (И. Н. Шиятый, 1982) и на Талтминской площади на медь (К. П. Савельева, 2009). В результате работ установлены отдельные точки с аномальными концентрациями меди, цинка, марганца, ванадия.

В 2006–2009 гг. сотрудниками ФГУП «ИМГРЭ» Р. А. Терентьевым и др. [118] проведены работы по созданию геохимических основ и прогнозной геолого-геохимической оценке ресурсного потенциала территории Приполярного и Полярного Урала, которые охватили и территорию данного листа. В ходе работ были обработаны геохимические, геофизические, геологические и морфоструктурные данные, оценены ресурсы основных металлов и выделены участки для проведения детализационных работ. В 2012 г. сотрудниками ФГУП «ИМГРЭ» завершены работы по объекту «Поисково-ревизионные геолого-геохимические работы на перспективных АГХП Приполярного и Полярного Урала».

Геофизическая изученность. *Аэромагнитные и аэрогаммаспектрометрические работы.* Планомерное изучение площади с применением геофизических методов начинается в конце 1950-х гг. К первым региональным исследованиям относятся аэромагнитные съемки масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000, выполненные Р. А. Гафаровым в 1954 г. и В. В. Большаковым в 1959–1960 гг. В период с 1960 по 1970 год под рук. А. А. Латыпова, Б. А. Княжева, Е. А. Подбеловой и Д. Г. Осолодкова проводились специализированные аэромагнитные съемки масштабов 1:25 000–1:50 000. В результате работ уточнены структурно-тектонические особенности территории, выявлен ряд тел ультраосновного состава и выделены участки скопления магнитных пород.

В 1955 г. Шабровской экспедицией (В. М. Шемелин и др.) в пределах восточного склона и осевой части Приполярного Урала с целью поисков радиоактивных аномалий проведены аэро-радиометрические работы масштаба 1:25 000, охватившие большую часть территории листа Р-40-VI. Аэрогаммасъемкой выявлено несколько аномалий, ториевая природа которых была определена при наземной проверке. Аномальные участки располагаются в основном в экзоконтактовых частях гранитных массивов и приурочены к кварцевой толще хобеинской свиты. В результате проведенных работ было дано заключение, что рудопроявления, связанные с выявленными аэрогамма-аномалиями, не имеют практического значения на Урале.

В 1959–1960 гг. сотрудниками Аэромагнитной экспедиции Новосибирского геофизического треста (В. В. Большаков) при проведении аэромагнитной съемки был выявлен ряд перспективных магнитных аномалий в среднепалеозойских отложениях. Несмотря на достигнутую точность аэромагнитных измерений, в связи с большой инерционностью приборов и высотой полетов на картах магнитного поля, построенных по данным этих съемок, отражаются только региональные особенности геологического строения региона без достаточной детализации.

В 1963 г. А. А. Латыповым была произведена комплексная аэрогеофизическая съемка масштабов 1:25 000–1:50 000, охватившая юго-восточную часть территории листа. В результате работ были выделены аномальные гамма-поля и даны рекомендации к их наземной оценке, что и было реализовано в последующие годы.

В 1966 г. под рук. Е. А. Подбеловой, Ю. С. Харламова и А. А. Швидак [109] юго-западная часть листа была охвачена аэрогаммамагнитной съемкой масштаба 1 : 25 000 с целью выделения участков, перспективных на поиски цветных и черных металлов. В результате работ были существенно уточнены морфология магнитного поля и геологическое строение, намечен ряд участков для постановки геолого-поисковых работ.

Аэрогаммаспектрометрические работы масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 проводились на территории листа Г. И. Кузьминым (1991 г.) и Л. И. Болтневой (1992 г.). Одновременное выполнение гамма-спектрометрических измерений позволило определять содержания урана, тория и калия в породных комплексах.

В конце 1980–начале 1990-х годов в восточной части площади выполнялись аэромагнитные съемки для поисков железных руд (Сухов, 1989). В результате работ получены карты магнитного поля масштабов 1 : 10 000, 1 : 25 000 и 1 : 50 000, отличающиеся от результатов более ранних аэромагнитных работ по качеству, структуре и интенсивности аномалий. По характеру магнитного поля и с учетом геологических данных были даны рекомендации по поискам магнетитовых, хромитовых и медноколчеданных руд.

В 2006–2008 гг. А. В. Чурсиным, С. В. Гриневич, А. М. Прутьян (ОАО «Уральская геофизическая экспедиция») в составе работ по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследования» на основе материалов аэромагнитных съемок масштабов 1 : 10 000–1 : 50 000 составлены цифровые карты аномально-го магнитного поля масштаба 1 : 500 000 на площадь работ (в том числе на лист Р-40-VI). Аномальное магнитное поле приведено к единому для Урала и Западной Сибири уровню по данным Уральской картографической аэромагнитной сети [95].

В 2007 г. аэромагнитные съемки масштаба 1 : 10 000 под рук. В. Н. Лучникова (ОАО «УГЭ») сопровождали поисковые работы в пределах Талтминской площади [113].

В 2007–2009 гг. ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» под рук. Б. В. Малкина в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги были проведены комплексные аэрогеофизические работы с составлением специализированных карт масштаба 1 : 500 000 по урану, торию, калию и ΔТ [91].

Наземные геофизические работы. С 1962 по 1975 год под рук. И. Д. Песковского (1965, 1969 гг.), А. З. Лакса, С. И. Максимовой выполнены магнитометрические и гравиметрические работы масштабов 1 : 10 000–1 : 50 000 [107]. В 1988–1990 гг. выполнены опережающие комплексные геофизические работы на Яныманьинской площади [123], в пределах которой выделены перспективные участки на медное оруденение. Для решения поисковых задач на отдельных участках Талтминской площади проведены детальные гравиразведочные и электроразведочные работы масштабов 1 : 10 000–1 : 25 000 [113].

Гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000 были выполнены Тюменской КГРЭ под рук. И. И. Верника в 1965–1967 гг. [55] и С. И. Максимовой в 1975 г. В результате работ построена сводная структурно-тектоническая схема восточного склона Приполярного Урала масштаба 1 : 200 000, установлена зависимость физических свойств пород от их состава и возраста.

В период с 1998 по 2001 год во ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ» под рук. И. И. Верника выполнялись тематические работы по созданию базы гравиметрических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 с построением сводных гравиметрических карт масштаба 1 : 200 000 Приполярного Урала на территории Ханты-Мансийского автономного округа. Позднее в 2006–2008 гг. в рамках работ ВСЕГЕИ по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследования» [95] И. И. Верником (ЗапСибНИИГГ) дана оценка качества гравиметрических съемок всех масштабов, проведенных на исследуемой территории, выполнены их увязка и приведение к Государственному гравиметрическому уровню. В результате работ построена гравиметрическая карта масштаба 1 : 500 000 на всю территорию Северного, Приполярного и Полярного Урала, в том числе и на территорию листа Р-40-VI. Выполнена интерпретация гравитационного поля и его составляющих, позволившая построить карту районирования территории по гравиметрическим данным с элементами геологической интерпретации масштаба 1 : 500 000.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа Р-40-VI принимают участие рифейские, рифейско-вендские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. В основу расчленения стратифицированных образований площади положены актуализированные Легенды Северо-Уральской [56] и Уральской [71] серий листов, результаты собственных исследований сотрудников СНИГЭ УГГУ, выполненные в рамках тематических и геологосъемочных работ в 2000–2015 гг. [64, 65, 66, 67, 68, 120].

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Протерозойские образования, занимающие центральную часть площади листа Р-40-VI, входят в состав Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ) и представлены осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями пуйвинской (RF_{2pv}), хобеинской (RF_{3hb}), мороинской (RF_{3mr}), саблегорской (RF₃-V_{1sb}) и лаптопайской (V₂-Clp) свит.

Пуйвинская свита (RF_{2pv}) впервые выделена К. А. Львовым [88] в бассейне р. Пуйва. На изученной площади она имеет резко ограниченное развитие и установлена лишь в истоках рек Воля, Волоковка [7, 47] и в пределах тектонического клина в среднем течении р. Талтма.

В стратотипических разрезах представлена главным образом серебристыми, зеленовато-серыми филлитовидными и тонкополосчатыми парасланцами (биотит)-хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, в том числе графит- и гранатсодержащими и известковистыми, нередко с линзами слюдистых мраморов (3–5 м) и прослоями аповулканогенных зеленых сланцев альбит-эпидот-хлорит-актинолитового, эпидот-альбит-роговообманкового состава [7]. В ее основании выделяется пачка слюдистых полевошпатовых кварцитов с прослоями кварц-слюдяных сланцев, гравелитов и конгломератов. Пачка получила название «ошизской» по наименованию свиты, выделенной ранее К. А. Львовым.

На территории листа Р-40-VI контакты с вышележащими отложениями в основном тектонические, только в бассейне р. Воля, по данным предыдущих исследователей (Л. Т. Белякова [47], Г. И. Дашкевич [7]), соотношения пуйвинской свиты с вышележащей хобеинской – несогласные. Граница проводится по исчезновению из разреза черных филлитовидных и серовато-зеленых кварцево-слюдяных сланцев и появлению белых кварцитов, конгломератов и мелкозернистых песчаников хобеинской свиты. Нижняя граница неизвестна.

В среднем течении р. Талтма выделен тектонический клин размером 1×6 км, сложенный переслаивающимися черными углеродисто-кремнистыми и зеленовато-серыми, буроватыми, темно-серыми микроплочатыми кварц-хлорит-слюдистыми, вплоть до филлитовидных, иногда песчанистыми и гранатсодержащими сланцами. Здесь же отмечается прослой кварцитов мощностью 0,5 м. Видимая мощность отложений не превышает 60 м. Породы свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

На МКС и в физических полях отложения свиты не выделяются в связи с их незначительным распространением на территории листа.

Среднерифейский возраст свиты подтверждается определениями микрофоссилий, выполненными Л. Н. Ильченко по материалам В. В. Терешко. Севернее в разрезе р. Кожим в отложениях пуйвинской свиты установлены *Leiosphaeridia crass* (Naum.) Tim., *L. incrasata* (Naum.)

Tim., *L. bicrura* Jank., *L. jacutica* (Tim.) Mikh. et Jank., *L. minutissima* (Naut.) Tim., *Satka granulose* Jank., *S. farosa* Jank., *Synsphaeridium sorediforme* Tim. [44].

Авторами в углеродистых сланцах обнаружена проблематика (возможно, колония бактерий), которая, по мнению Т. Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), ближе всего подходит к среднерифейской (допалеозойской) биоте(?), что послужило (наряду с составом) причиной отнесения пород в пределах «Талминской петли» к пувинской свите. Мощность отложений – 600–1100 м [71].

Хобеинская свита (RF₃hb) выделена К. А. Львовым [88] со стратотипом на р. Хобею. На исследованной территории отложения распространены в центральной и восточной частях листа Р-40-VI, где прослеживаются меридиональными полосами шириной от 2,5 до 9 км, от верховьев р. Волоковка и р. Бол. Турупья до р. Яныманья.

Породы свиты слагают крылья Верхневольинской (ВВ) и ядра Ойканьерской (О), Тильтийминской (ТИ) антиклиналей и прослежены в Яныманьинско-Турупьинском пакете пластин (ЯТ). Обнаженность свиты крайне неравномерная, разрезы описаны Л. Т. Беляковой [47] на правом берегу р. Мал. Нанссорья, р. Туяхланья, а авторами данной работы – в отдельных обнажениях по р. Понья и р. Яныманья.

Хобеинские отложения несогласно залегают на сланцах пуйвинской свиты. Верхняя граница согласная и проводится по смене верхней пачки кварцитов сланцами мороинской свиты.

Состав хобеинской свиты: кварциты, песчаники кварцевые, реже аркозовые, участками известковистые, мраморизованные известняки, сланцы полосчатые серицит-хлорит-кварцевые («полосатики»), прослои и линзы конгломератов и гравелитов.

По составу отложения свиты можно условно подразделить на две пачки: нижнюю грубообломочную (200–350 м) и верхнюю сланцево-терригенную (300–350 м). В основании, как было отмечено выше, залегают конгломераты, конгломератобрекчии, переслаивающиеся с гравелитами и кварцитами. Литологический состав конгломератов преимущественно мономиктовый – кварцевый и изредка полимиктовый (с галькой гранитов, кварцитов, кварца). Размер галек варьирует от 3–4 см (в мономиктовых разностях) и до 10–12 см (в полимиктовых конгломератах).

Хобеинская свита в виде отдельных фрагментов авторами изучена вдоль восточного экзоконтакта Ильязского массива (левый приток и правобережье р. Понья). Здесь в скальных выходах установлен следующий разрез:

– светло-серые кварцитопесчаники разгнейсованные, в верхней части карбонат-содержащие(?) (обнаженность очень плохая, отдельные выходы среди курумно-болотных отложений)	> 100 м;
– мраморизованные известняки с горизонтами сланцев, вверху разбудинированы	17 м;
– тектоническое нарушение (система швов)	1 м;
– сланцы серицит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые	70 м;
– кварцитопесчаники, в том числе мусковитсодержащие разгнейсованные	~160 м
– небольшие пласты метабазитов (силлы?) мощностью 1,5–5 м среди кварцитовидных песчаников и аповулканогенных? сланцев	не более 100 м;
– кварцитопесчаники с повышенной радиоактивностью (до 17 мкР/ч) мусковит- и полевошпатсодержащие разгнейсованные	около 200 м.

Западнее р. Хунтынья и в среднем течении р. Яныманья закартирована относительно однообразная толща терригенных пород хобеинской свиты. Основным распространением здесь пользуются слабонерассланцованные, почти массивные средне- крупнозернистые кварцитопесчаники.

Цвет пород белый, светло-бежевый, светло-серый, часто со слабым вишневым оттенком. Меньшим распространением на характеризуемом участке пользуются известковистые песчаники и сланцы. Известковистые песчаники картируются в крупном обнажении (протяженностью 15 м и высотой 4 м) в районе выс. 512,7 (междуречье рек Хунтынья–Яныманья). В узкой полосе меридионального направления, по вершинам высот с отметками 362,0 и 443,1, в небольших коренных выходах закартированы сланцы. Породы мелкозернистые, темно-серого цвета. Во всех встреченных выходах присутствует рассеянная вкрапленность мелкого магнетита. Минеральный состав (%): кварц – до 45, серицит – до 30, плагиоклаз – до 20, рудный минерал – до 5, единичные зерна хлорита, апатита.

Верхняя часть нижней пачки представлена в разрезах правобережья р. Мал. Нанссорья, в верховьях р. Туяхланья и в бассейне левобережья р. Яныманья. Она характеризуется наличием, наряду с кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, существенного количества в разрезе полосчатых, пloyчатых сланцев (реки Воля, Тильтийма) и аркозовых песчаников. Верхняя

пачка (300 м) наблюдалась в верховьях р. Волоковка, где в основном она представлена полосчатыми сланцами с прослоями аркозовых и кварцитовидных песчаников.

Породы свиты характеризуются достаточно однородным магнитным полем (300–400 нТл), имеющим субмеридиональную ориентировку. В гравитационном поле выходам свиты соответствует центральная часть отрицательной аномалии интенсивностью –4 мГал, за исключением северной части исследуемой площади, где значения аномалий достигают –18 мГал. В зависимости от степени обнаженности территории, соответствующей отложениям свиты, окраска спектров на дистанционной основе имеет цветовую гамму от фоновое серо-сине-фиолетового до ярко-зеленого, малиново-голубого и розового.

Известняки – породы от светло-серого до серо-желтого цвета, мелкозернистые, преимущественно полосчатые, редко массивные. Микроструктура гетерогранобластовая. Минеральный состав: кальцит – 70–80 % – основной породообразующий минерал, разноминеральный. Интерференционная окраска перламутровая. Кварц (15–17 %) часто образует мономинеральные сростки, выполняющие интерстиции. Из группы слюд (15 %) диагностируются мусковит и серицит.

Кварциты – светлые, светло-серые, реже светло-зеленые массивные, иногда рассланцованные породы. Микроструктура лепидогранобластовая. Состоят в основном из кварца (80–87 %); почти всегда в переменных количествах наблюдается серицит (10–19 %); из акцессорных минералов – апатит.

Кварцитопесчаники – светло-серые и розовато-серые породы массивного сложения, частично рассланцованные. Микроструктура панидиоморфнозернистая. Основным минералом – кварц (40–60 %); из примесей всегда присутствуют полевые шпаты – альбит до 30 %, микроклин 5–10 %. Из группы слюд диагностируется только мусковит с содержанием до 10 %.

Песчаники (метапесчаники) – серые, светло-серые мелкозернистые, рассланцованные. Микроструктура лепидогранобластовая, у слабо-рассланцованных разновидностей – гранобластовая. Минеральный состав – кварц (15–60 %) в виде субидиоморфных зерен с зазубренными ограничениями. Серицит (25–40 %) слагает ориентированные мономинеральные прожилковатые скопления. Часто вкрапленниками выступают альбит и соосюртитизированный плагиоклаз (до 20 %). Породы в большей степени карбонатизированы (24–60 %).

Гравелиты в основном серого цвета, пятнистой или кружевной текстуры, псаммитовой структуры. В составе преобладает кварц (35–60 %), представленный разновеликими округлыми и вытянутыми зернами с угловато-окатанными ограничениями. Плагиоклаз составляет 10–15 %. Серицит (до 20 %) – преобладают узкие, слабо вытянутые и короткие чешуи, последние образуют чаще кольцевые сростки, обрамляя как отдельные зерна, так и несколько зерен (кружевные). Акцессорные – эпидот, апатит, рудные минералы.

Сланцы хлорит-плагиоклаз-серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, плагиоклаз-серицит-кварцевые, серицит-карбонат-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые, серицит-плагиоклаз-кварцевые, плагиоклаз-альбит-кварц-хлоритовые темно-серого, серо-зеленого и светло-бежевого цветов. Часто отмечаются будинированные кварцевые прожилки мощностью до 20 см. Микроструктура лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (20–65 %) – мелкие и средние зерна субизометричной формы слагают основную массу пород; серицит (15–48 %) – часто мелкие иголки, которые образуют радиально-лучистые либо разноориентированные скопления, сосредоточенные в основном в кварцевых агрегатах; плагиоклаз (5–23 %) – в основном альбитизированные зерна с зазубренными ограничениями; хлорит (5–54 %) – чешуйчатый минерал, в основном в виде мономинеральных прожилковидных и линзовидных скоплений, ориентированных по сланцеватости. Акцессорный минерал – апатит (первые доли процентов).

Терригенные отложения свиты по химическому составу диагностируются как кварциты и кварцевые песчаники, а также аркозовые песчаники, характеризующиеся высокими содержаниями $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и низкими $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, незначительная часть сланцев немного отличается по этим показателям. Природа сланцев определяется больше как граувакковая. Породы хобеинской свиты отличаются преобладанием низких содержаний алюмосиликатов и щелочей (в кварцитах), которые достаточно высоки для сланцев. Хобеинские кварциты, в отличие от ордовикских, характеризуются повышенными содержаниями щелочей, глинозема, при их незначительной дисперсии, а в сравнении с маньхобеинскими отложениями – более аркозовые.

Распределение редкоземельных элементов в мраморах и близких к ним серицит-кварц-кальцитовых сланцах отличается незначительным преобладанием легких лантаноидов ($\text{La/Yb} = 5\text{--}6$), со слабым европиевым минимумом ($\text{Eu/Eu}^* = 0,67\text{--}0,75$) (рис. 1); при невысоких общих содержаниях в породах ($\Sigma = 30\text{--}47$ г/т). Геохимическая специализация карбонатных пород выражена в надкларковых и повышенных концентрациях Sc, Co, Nb, Ag, Cs, Ta (рис. 2).

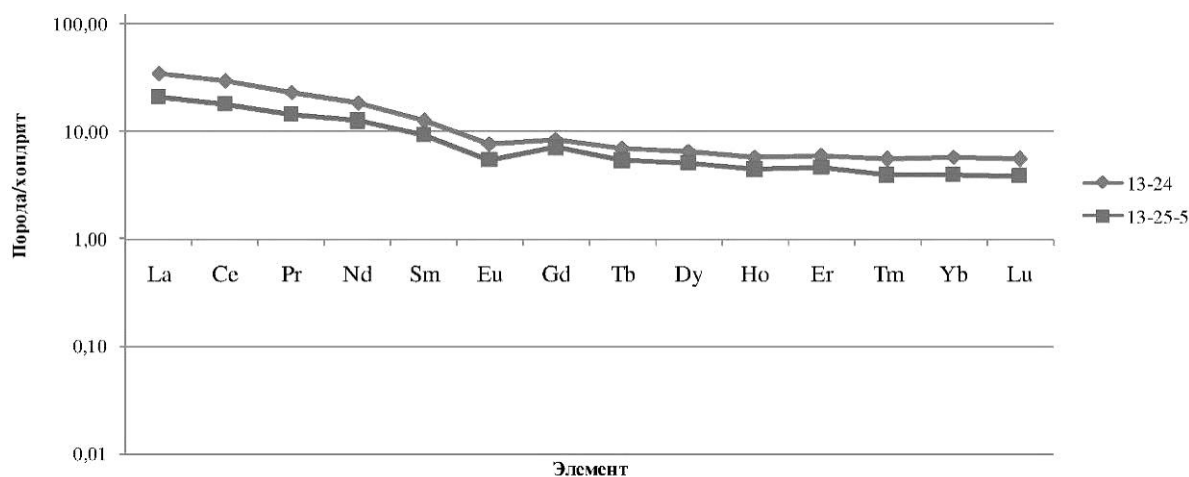


Рис. 1. Распределение РЗЭ в породах хобеинской свиты, нормированных к хондриту.

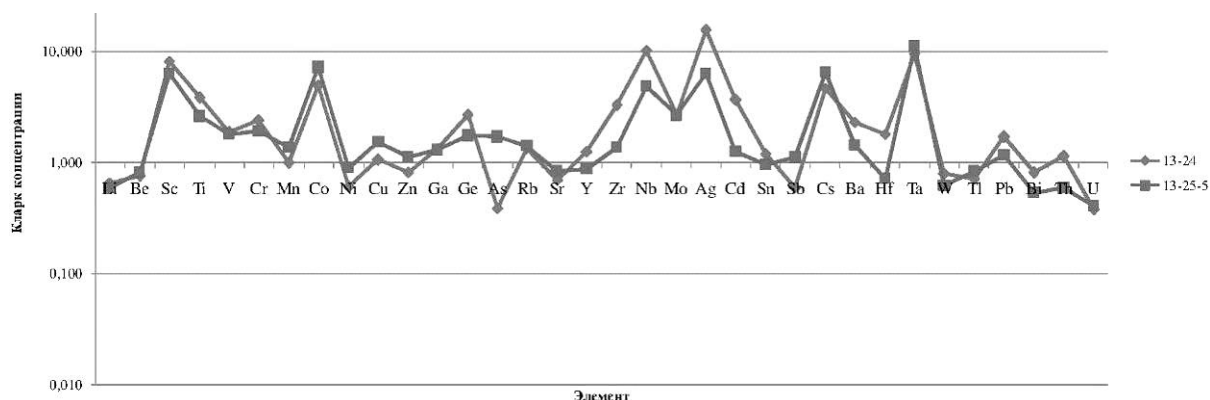


Рис. 2. Спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в породах хобеинской свиты.

Геохимическая специализация терригенных пород хобеинской свиты отличается убогим спектром элементов. Характерно незначительное повышение кларков концентрации для Y и Rb при низких содержаниях Li, Co, Ni, Cu, Sr, Cs, Tl (рис. 3).

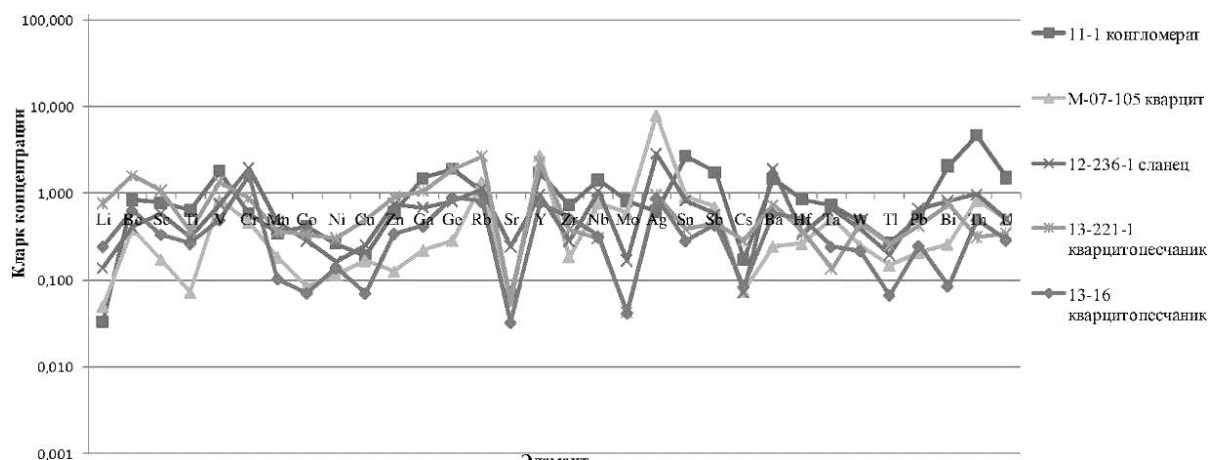


Рис. 3. Спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в породах хобеинской свиты [68].

Породы свиты вмещают проявления, пункты минерализации тория, редких земель, урана в зонах несогласия (за границей листа), кварца (формация хрусталеносных кварцевых жил гидротермального типа).

Возраст свиты принят позднеерифейским по положению в стратиграфическом разрезе ниже образований мороинской свиты, содержащих микрофоссилии верхнерифейского комплекса. Мощность отложений – 500–1000 м [56, 71].

Мороинская свита (RF_{mr}) выделена В. Н. Малашевским [90] на реках Мороя и Нярт-сюю как возрастной аналог нижней части маньинской свиты К. А. Львова. На территории листа образования свиты развиты в пределах Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ. Они распространены в северном обрамлении Маньхамбовского антиклинория, где в виде меридиональной полосы прослеживаются от северной до южной границы листа, слагая, как правило, крылья крупных синклиналей и антиклиналей, таких как Хальмеринская (ХА) синклиналь, Подчеремская (ПО), Ойканьерская (О), Верхневольинская (ВВ) антиклинали, а также ядерную часть Тильтимьинской антиклинали (ТИ).

Свита представлена преимущественно сланцами филлитовидными, алевроитовыми и аповулканогенными, в основном серицит-хлорит-альбит-кварцевыми; в нижней части – зеленовато-серыми с линзами слюдистых мраморизованных и доломитизированных известняков (левобережье р. Щугор; р. Толья), а в верхней – темно-серыми. Отмечаются маломощные прослои кварцитов и кварцитопесчаников, углеродисто-кремнистых сланцев, пласты эффузивов основного состава и их туфы.

Нижняя граница свиты согласная, проводится по резкой смене серых кварцитов хобеинской свиты на аповулканогенные сланцы, а верхняя несогласная, с разрывом, проводится по смене сланцевого разреза вулканитами саблегорской свиты, включающими единичные прослои и линзы конгломератов и гравелитов в основании.

По данным В. Н. Малашевского [89], свита вскрывается в разрезах бассейна р. Щугор, на горах Яны-Янкеч, хребтах Састем-Ньер и Хоса-Ньер, где представлена зеленовато-темно-серыми филлитовидными и алевролитовыми серицит-хлорит-альбит-кварцевыми тонкополосчатыми и пльчатými, разнообразными кварцевыми и альбит-кварцевыми аповулканогенными сланцами, метапорфиритами, порфиритоидами, туфосланцами, туфопесчаниками и туфами. В нижней части разреза встречаются прослои темно-серых и серых мраморизованных и доломитизированных известняков (левобережье р. Щугор).

Авторами свита доизучена в отдельных разрезах по право- и левобережью р. Понья, где она представлена характерной толщей зеленых аповулканогенных сланцев и отдельно сохранившихся метабазальтов, слагающих район высоты 537,1 совместно с силлами близковозрастных габбродолеритов саблегорского субвулканического комплекса. Здесь также широко развиты мелкообломочные туфы и туффиты, превращенные в сланцы (аз. пад. 30–330° ∠45–70°), и гематитизированные сланцы (метаалевриты) с естественной радиоактивностью 7–20 мкР/ч.

Несколько иной тип разреза мороинской свиты отмечается по притоках р. Хомес и левым притоках р. Яныманья, где преобладает туфогенно-сланцево-базальтовый тип разреза. Так, в районе среднего течения р. Яныманья закартированы аповулканогенные сланцы хлорит-плагиоклазового состава, разнотернистые песчаники зеленовато-серого цвета, а также светло-серые карбонатизированные кварциты светло-серого, почти белого цвета с небольшим количеством хлоритовых пропластков, мощность которых не превышает 1–2 мм. Простираие пород в основном от северо-восточного (35–50°) до субширотного (75–120°) с падением на юго-восток под углами 30–80°. Мощность терригенной части разреза мороинской свиты составляет более 500 м. В кварцитопесчаниках встречаются редкие прослои углеродистых сланцев, имеющих радикально черный цвет и насыщенных субсогласными разбужинированными кварцевыми жилами.

Прослои кварцитов фиксируются в подошве или кровле пластов кварцитопесчаников мощностью 10–15 м, иногда на контакте располагаются тонкие пропластки интенсивно перемятых пльчатých сланцев хлорит-плагиоклазового состава.

Текстура сланцев выражена в тонком чередовании светлых плагиоклазовых слойков мощностью 2–3 мм и более темных слойков, представленных хлоритом. Мощность хлорит-плагиоклазовых сланцев колеблется в значительных пределах: от 1–2 м внутри кварцитопесчаников до 25 м в их кровле, на контакте с мелкозернистыми песчаниками зеленовато-серого цвета слоистой текстуры. Залегание пород в пределах разреза согласное. В приподошвенной

части выходов мелкозернистых песчаников встречаются маломощные прослои грубозернистых песчаников с размером обломков до 2 мм, мощность этих слоев не превышает 1 м. Также в подошве песчаников на контакте с хлорит-плагиоклазовыми сланцами отмечаются тектонические зоны мощностью около 3 м, выполненные кварц-хлорит-карбонат-калишпатовыми прожилками. Залегание углеродистых сланцев и песчаников согласное (аз. пад. $130^\circ \angle 80^\circ$). Алевропесчаники в зоне контакта с углеродистыми сланцами сильно изменены, превращены в сланцы хлорит-серицитового состава и обогащены сульфидами (пирит); мощность этой зоны не превышает 0,5 м.

В средней части разреза появляются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы основного состава – базальты, их туфы и туфопесчаники. Мощность этой части разреза оценивается в 60–70 м. Мощность выходов базальтов и их туфов составляет порядка 25–30 м. Базальты темно-серого цвета с крупными порфировыми вкрапленниками темного плагиоклаза, размером 3–4 мм. Характерно, что и базальты и их туфы насыщены мелкой вкрапленностью пирита.

В верховьях междуречья Талтма–Хомес, по данным Г. И. Дашкевич [7], в основании мороинской свиты закартированы выходы серых, сланцеватых и линзовидно-полосчатых туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников протяженностью до 3 км при ширине до 1,5 км.

Мороинская свита достаточно четко идентифицируется по характерному вулканогенно-осадочному разрезу, зеленосланцевому типу регионального метаморфизма и радиоактивности 8–15 мкР/ч.

Магнитное поле, соответствующее площади развития пород свиты, характеризуется значениями от –100 до –300 нТл с локальными аномалиями амплитудой от 50 до 200 нТл, вытянутыми в меридиональном и северо-западном направлениях. В гравитационном поле отложения свиты повторяют субмеридионально вытянутый контур положительных аномалий интенсивностью от 0 до 10 мГал. На спектрональных снимках для образований свиты характерен серо-зеленый, участками темно-голубой и грубопятнистый зелено-коричневый фототон.

Сланцы плагиоклаз-серицит-кварцевые, плагиоклаз-эпидот-хлорит-серицит-кварцевые, эпидот-биотит-серицит-кварцевые макроскопически светло-серого и, редко, светло-зеленого цветов, полосчатой текстуры. Микроструктура лепидогранобластовая. В минеральном составе основной объем выполняют кварц (50–55 %) и серицит (25–45 %). Второстепенными являются плагиоклаз (5–20 %), представленный в основном альбитом, редко олигоклазом. Чешуйки хлорита (до 10 %) часто хаотично распределены по массе породы. Биотит (до 5 %) образует редкие тонкие ориентированные прожилки.

Эффузивы основного состава по большей части превращены в хлорит-мусковит-роговообманково-эпидот-карбонатные, хлорит-серицит-кварц-эпидотовые сланцы и эпидотизированные разности. Цвет пород – от темно- до светло-серого с зеленоватым оттенком; текстуры пятнисто-полосчатые и редкопорфировые. Микроструктура гранобластовая и лепидогранобластовая. Кварц (до 4 %) образует сростки из мелких зерен линзовидной формы с оплавленными ограничениями, ориентированными согласно полосчатости. Серицит (5–30 %) представлен мелкими иголками, часто сосредоточенными в кварцевых агрегатах, либо образующими самостоятельные радиально-лучистые скопления. Плагиоклаз (5–20 %) двух генераций (от альбита до олигоклаза № 23) встречается в виде порфиновых обособлений. Хлорит (2–30 %) часто является продуктом замещения пироксенов, при этом сохраняется реликтовая угловатая форма кристаллов. Эпидот (до 70 %) – округлые зерна с пестрой интерференционной окраской 3-го порядка слагают пятнистые, близкие к изометричным скопления, выполняющие основную массу породы. В metabазальтах отмечаются ромбовидные зерна роговой обманки (до 5 %) с совершенной спайностью в двух направлениях под углом 120° .

Кварцито-песчаники, кварциты – в основном осветленные породы от светло-бежевого до светло-зеленого цвета, мелкозернистые, полосчатые. Микроструктура гранобластовая, редко лепидогранобластовая. В минеральном составе основной объем приходится на кварц (25–80 %), который представлен субидiomорфными зернами с четкими зазубренными краями; серицит (9–65 %) выполняет интерстиции между зернами кварца. Интерференционная окраска ярко-золотисто-желтая 2-го порядка. Отмечаются (до 10 %) зерна плагиоклаза (альбита). Кроме того, редко прослеживаются мелкие чешуйки хлорита (до 5 %), сосредоточенные в серицитовых скоплениях. Часть пород заметно карбонатизирована (до 22 %). Акцессорный минерал – апатит (ед. зерна).

График распределения лантаноидов в осадочных отложениях свиты специфический и имеет выположенную субгоризонтальную форму, т. е. содержания легких и тяжелых элементов примерно одинаковы ($La/Yb = 1,2$). Отрицательная европиевая аномалия проявлена слабо ($Eu/Eu^* = 0,9$), сумма РЗЭ – на уровне 68 г/т (рис. 4).

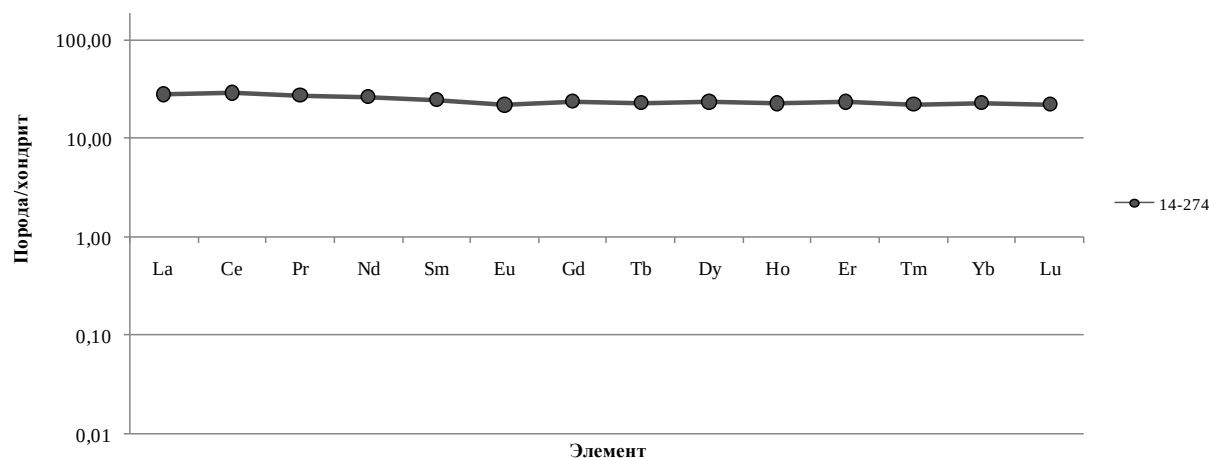


Рис. 4. Распределение РЗЭ в осадочных отложениях мороинской свиты.

По результатам ПКСА в метабазальтах отмечены повышенные концентрации, по сравнению с кларком земной коры, Zn ($Kk = 2,0$) и пониженные Sr. Для кварцитопесчаников характерны высокие содержания Bi ($Kk = 3,0$), породы обеднены Be, Ni, Ba, Ti, Y, Sn, Li, Co, Sr, V, Yb, Sc; парасланцы обогащены: Zn ($Kk = 2,5$), Cr ($Kk = 2,0$) и Pb ($Kk = 1,5$), при низких концентрациях Sr и Li.

По данным ICP-MS, в породах свиты отмечены рудные концентрации Pd, повышенные кларки концентрации Sc, V, Te, Ir, при дефиците таких элементов, как Rb, Cs, Tl (рис. 5).

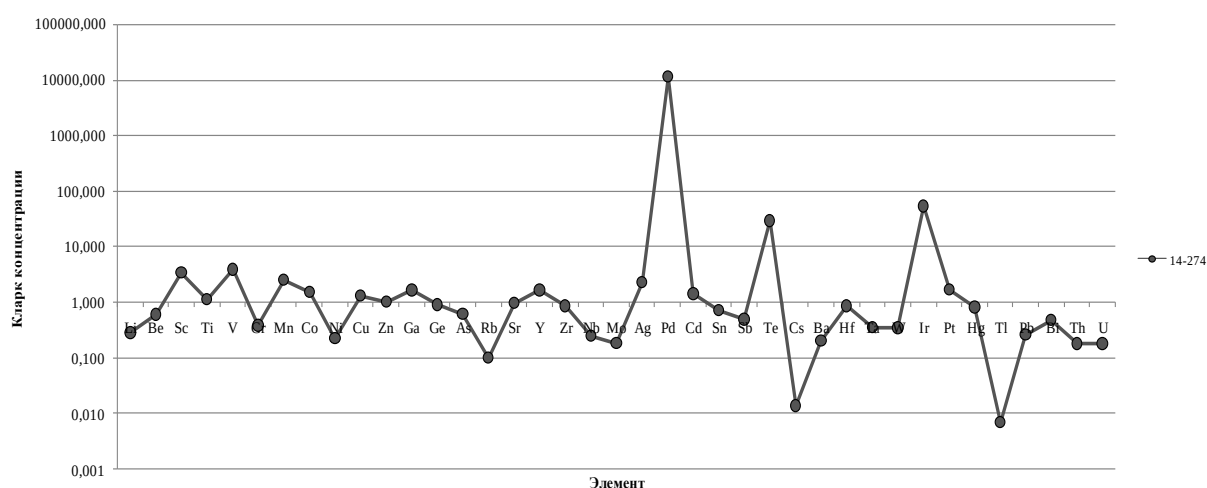


Рис. 5. Микроэлементный состав осадочных отложений мороинской свиты.



Рис. 6. Диаграмма $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - (\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O})$ по Кумпон, 1974 [32].

Первичный состав парасланцев по диаграммам Кумпона и А. А. Предовского [32] отвечает грауваккам и, отчасти, аркозам (рис. 6, 7).

Породы свиты вмещают проявления асбеста амфибол-асбестовой формации.

На территории листа свита фаунистически не охарактеризована. Возраст свиты принимается позднерифейским в соответствии с находками комплекса микрофоссилий в Торгово-Патокском районе Приполярного Урала [74]. Мощность отложений составляет 1500–2000 м [56, 71].

Саблегорская свита выделена В. Н. Малашевским в 1961 г. как возрастной аналог верхней толщи маньинской свиты К. А. Львова, со стратотипом на хр. Сабля (севернее изученной площади). Образования свиты картируются полосами меридионального направления в западной и центральной частях площади в пределах Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ, слагая, как правило, либо ядерные части, либо крылья Подчеремской (ПО), Педынской (ПЕ), Ойканьберской (О), Тильтимьинской (ТИ) антиклиналей, Яныманьинско-Турупьинского пакета пластин (ЯТ). Это бассейны рек Подчерем, Тельпос, Тепльпосью, Хомес, Туяхланья; хребты Састем-Ньер и Хоса-Ньер.

Свита представлена лавами базальтов, андезибазальтов с прослоями филлитовидных парасланцев и линзами конгломератов, туфоконгломератов; вверху разреза преобладают кластолавы кислого состава и их туфы, туффиты с подчиненными прослоями эпидот-хлорит-кварц-серицитовых, плагиоклаз-серицит-кварцевых и биотит-кварц-альбит-хлоритовых сланцев. В районе горы Редка, рек Талтма и Хомес закартированы своеобразные жерловые фации риолитов.

Нижняя граница проводится достаточно уверенно по подошве туфоконгломератов и конгломератов либо по подошве потока базальтов, а верхняя – по несогласному налеганию грубо-терригенных пород поздневендско-раннепалеозойского возраста, но чаще соотношения тектонические.

Нижняя подсвита саблегорской свиты (RF_3sb_1) залегает на мороинской с размывом и конгломератами в основании. Она доизучена авторами в юго-западной части территории листа, где слагает довольно значительное (8×8 км) эродированное Подчеремское палеовулканическое сооружение. В основании разреза залегают разнообразные порфириды базальтового и андезит-базальтового состава от темно-зеленого до черного цвета, часто миндалекаменные и с элементами приповерхностных изменений (красноцветность типа red-bed). Мощность базальтоидов – первые метры–первые десятки метров. Выше по разрезу и нередко сменяясь по простиранию (фациальные переходы) залегают туфы смешанного состава (от основных до кислых), превращенные в сланцы.

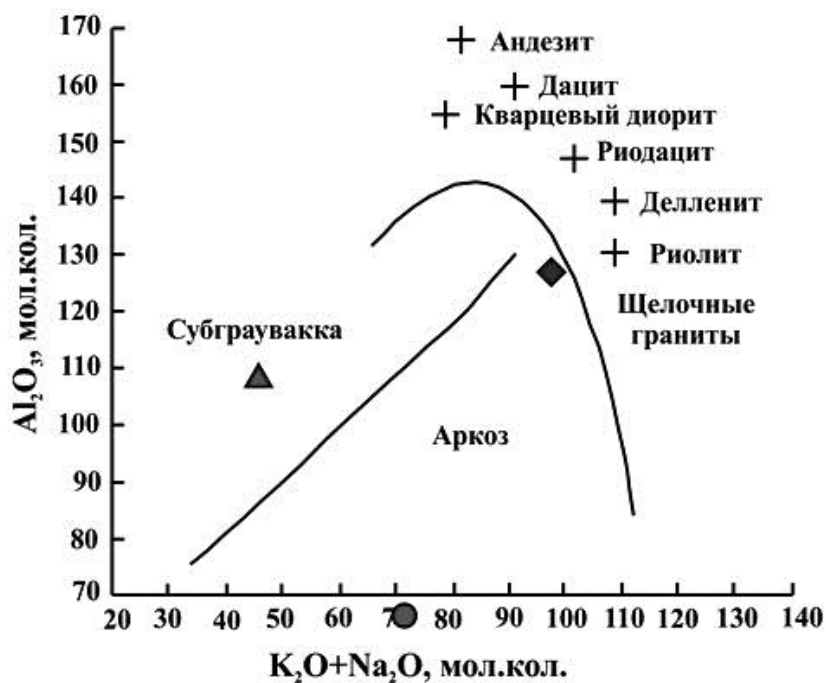


Рис. 7. Диаграмма А. А. Предовского FAK для реконструкции первичного состава силикатных, вулканогенно-осадочных и терригенных пород (вверху) и диаграмма $Al_2O_3 - K_2O + Na_2O$ (мол. кол.) для отличия обычных субграувакк и аркозов от средних и кислых магматитов (внизу) [32] для пород свит Ляпинской СФЗ.

В верхнем течении р. Подчерем при движении вверх по правому меридиональному притоку с отметкой в устье 387,4 м наблюдается переслаивание базальтов и их туфов. В нижней части реки разрез начинается туфами основного состава с элементами залегания аз. пад. 50° , $\angle 86^\circ$ и с естественной радиоактивностью 11–14 мкР/ч. Далее вверх по ручью туфы сменяются базальтами, интенсивно рассланцованными (аз. пад. 132° , $\angle 19^\circ$). По плоскостям рассланцевания в породах отмечено оталькование, в результате чего они приобретают жирный блеск. Естественная радиоактивность – 12 мкР/ч.

В южной части ручья отмечается падение пород в юго-восточных румбах, что может свидетельствовать о формировании здесь синклинальной структуры с туфами основного состава ближе к центральной части. Центр структуры может быть выполнен риолитами скорее всего жерловых либо субвулканических фаций. В северной части ручья отмечено падение пород в северо-западных румбах, что может свидетельствовать либо о смене в кинематике складчатых образований, либо о наличии еще одной синклинальной кольцевой структуры, выполненной базальтами и сланцами по ним образованным.

Выше по склону горы Редка (выс. 750,5) залегают в основном базальты и их туфы, в подчиненном количестве отмечаются прослои риолитов. Базальты от темно- до светло-зеленых, мелкозернистые, рассланцованные. Часто фиксируются миндалекаменные и порфиновые разновидности. В миндалинах отмечается эпидот, карбонат. Порфиновые вкрапленники представлены сосюритизированным полевым шпатом. Естественная радиоактивность пород – 4–6 мкР/ч (аз. пад. сланцеватости $272\text{--}274^\circ$, $\angle 42\text{--}52^\circ$). Туфы базальтов – пестрые породы серого, зеленого и вишневого цветов, тонкозернистые, рассланцованные. Отмечаются скопления ярко-зеленого хлорита, эпидота, карбоната.

Верхняя подсвита ($RF_3\text{--}V_{sb_2}$) сложена преимущественно риолитами и их всевозможной пирокластикой, картируемыми в пределах изолированных (размером от $0,5 \times 3$ до 2×4 км) адвентивных палеократеров, центральные части которых сложены субвулканическими образованиями. В истоках р. Волья и междуречье Турупья–Туяхланья размеры выходов верхнесаблегорских отложений достигают 3×18 км в связи с широким развитием пирокластических образований, превращенных в сланцы.

В отдельных случаях картируются породы, напоминающие туфобрекчии. Прослои риолитов мощностью от 12 до 100 м имеют голубовато-серый цвет и содержат порфиновые вкрапленники кварца размером до 2–3 мм. Породы разгнейсованы (аз. пад. гнейсоватости 260° , $\angle 50^\circ$). Кислые разновидности переменной мощности, как правило, слагают верхи разреза. В центральной части постройки в районе двух левых притоков реки с отм. в устье 387,4 залегают тела субвулканических риолитов. Породы белые с бежевым оттенком, гнейсоватые, скрытокристаллические, местами содержат округлые включения гематита. Естественная радиоактивность – 17–22 мкР/ч (аз. пад. гнейсоватости 100° , $\angle 75^\circ$).

На востоке, в бассейне р. Яныманья выходы саблегорской свиты картируются по бортам реки в районе юго-западного склона высоты с отм. 323,7. Образования свиты здесь представлены чередующимися в разрезе базальтами и риолитами. Первые из них представляют собой в различной степени рассланцованные зеленовато-серые, зеленые породы, часто миндалекаменные. Миндалины размером до 1 мм заполнены сосюритизированным плагиоклазом. Нередко в базальтах отмечаются признаки пропилитизации, что выражается в эпидотизации и, как следствие, – в изменении цвета на яблочно-зеленый. Базальты картируются в отдельных невысоких (до 3 м) скальных выходах по обоим берегам р. Яныманья, азимуты падения сланцеватости $125\text{--}150^\circ$, углы $42\text{--}60^\circ$.

Магнитное поле выходов пород свиты знакопеременное, большая часть пород сосредоточена в поле развития отрицательных аномалий интенсивностью от -100 до -200 нТл (редко до -400 нТл), положительные аномалии локальны и достигают значения до 100 нТл (в юго-западной части листа). Гравитационное поле имеет возрастающий характер – от 2 до 22 мГал. На спектрзональных снимках для отложений свиты характерен достаточно яркий и пестрый фототон с преобладанием ярко-малиново-сиренево-красных и ярко-сине-зеленых спектров.

Нижняя подсвита ($RF_3\text{--}V_{sb_1}$). Базальты, андезибазальты – плотные породы светло- и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, часто рассланцованы, имеют миндалекаменную текстуру, порфировую структуру. Порфиновые выделения представлены идиоморфными вкрапленниками основного плагиоклаза размером 1–2 мм и составляют 25–30 %. Микроструктура у рассланцованных разновидностей лепидогранобластовая и гломеробластовая. Минеральный состав: роговая обманка (до 20 %) и плагиоклаз (15–35 %) слагают основную массу породы, последний часто сосюритизирован. Кварц (8–26 %) образует редкие миндалевидные скопле-

ния. Клинопироксен (до 28 %) – субидиоморфные угловатые зерна с совершенной спайностью в двух направлениях под углом 88° , часто практически полностью замещены хлоритом. Эпидот (11–55 %) – округлые зерна – входят в состав основной массы, интерференционная окраска пестрая, третьего порядка.

Туфы, туффиты – крупно- и мелкозернистые светло-серые с зеленоватым и синеватым оттенком породы, массивные или слабо разгнейсованные, с маломощными (до 2 см) прожилками кварца и порфиrowыми включениями эпидота. Микроструктура преимущественно гранолепидобластовая. В минеральном составе основная масса приходится на эпидот (40–64 %). Плагиоклаз (12–45 %) представлен реликтово-таблитчатыми зернами интенсивно сосюритизированными, редко прослеживаются полисинтетические двойники, по углу угасания которых минералы можно отнести к группе средних плагиоклазов (№ 32 – андезин). Хлорит (12–30 %) является продуктом замещения пироксенов. В подчиненном количестве встречаются зерна кварца (1–10 %), которые часто образуют миндалекаменные порфиrowые скопления. Вторичный минерал – актинолит (редко до 10 %).

Туфопесчаники – породы массивного сложения, средне-мелкозернистые, в средней степени рассланцованные. Цвет пород серый, редко прослеживается синеватый оттенок. Микроструктура гранобластовая и гранолепидобластовая. Минеральный состав: плагиоклаз (10–40 %) – субидиоморфные таблитчатые зерна полностью сосюритизированы; хлорит (10–25 %) – чешуйки часто образуют линзовидные скопления вместе с серицитом (5–10 %). Заметно присутствие в породах стильпномелана (редко до 45 %), образующего цепочки из сросшихся иголок «розеток», распространенных по всей массе породы, и карбоната (5–30 %). Эпидот (до 20 %) входит в состав основной массы. Кварц (до 15 %) образует самостоятельные порфиrowые скопления.

Верхняя подсвета. Риолиты – породы серого, светло-серого цвета с фиолетовым и лиловым оттенком, скрытокристаллические. Микроструктура основной массы микрофельзитовая. Минеральный состав: кварц (10–30 %) – мелкие вытянутые линзовидные зерна входят в состав основной массы, крупные являются порфиrowыми включениями; плагиоклаз (10–15 %) – субидиоморфные таблитчатые зерна с нечеткими краями. Угасание полисинтетических двойников прямое (№ 20 – олигоклаз); КПШ (2–6 %) – часто зерна неправильной формы, интенсивно замещенные серицитом, редко прослеживается прерывистая микроклиновая решетка; хлорит (до 30 %) – вытянутые чешуйки, выполняющие интерстиции между крупными зернами кварца и плагиоклаза; эпидот (до 20 %) представлен преимущественно округлыми зернами, хаотично распределенными по всей массе породы. Интерференционная окраска пестрая, третьего порядка. Незначительно содержание карбоната – до 6 %. Рудный минерал (5–8 %) – мелкие зерна неправильной формы темно-буро-коричневые, равномерно распределенные по породе; анизотропия по краям зерен до вишнево-бурого цвета позволяет предположить, что это гематит, содержание которого придает всей массе породы вишневый и лиловый оттенок.

Сланцы верхней подсветы представлены эпидот-хлорит-кварц-серицитовыми, биотит-кварц-альбит-хлоритовыми, плагиоклаз-серицит-кварцевыми разностями, иногда карбонатизированными; цвет – от темно-серого до темно-сери-зеленого. Структура мелкозернистая, текстура сланцевая. Микроструктура гранолепидобластовая и лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (25–40 %) – представлен линзовидными и неправильной формы зернами, образующими ориентированные короткие прожилковидные скопления; плагиоклаз (5–25 %) – короткотаблитчатые мелкие и крупные зерна с полисинтетическими двойниками (№ 23 – олигоклаз); серицит (до 40 %) – мелкие иголки либо сосредоточены в зернах плагиоклаза, либо образуют мономинеральные радиально-лучистые и прожилковидные скопления; хлорит (10–15 %) образует короткие линейные сростки; эпидот (редко до 20 %) – округлые зерна, выполняющие единичные порфиrowидные скопления. Породы в малой степени карбонатизированы (до 6 %). Для вулканогенных пород свиты характерен прогрессивный метаморфизм зелено-сланцевой фации (мусковит-хлоритовая и хлорит-актинолит-эпидотовая субфации).

Кислые вулканиды характеризуются относительно невысокими содержаниями кремнезема ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}73\%$) и принадлежат к нормальному (дациты, риодациты, риолиты) и реже к умереннощелочному ряду щелочности (трахириолиты), калиево-натревого и натриевого типов (рис. 8). Им свойственны также низкие содержания титана, глинозема и преобладание окисной формы железа. Пирокластические разновидности по составу отвечают андезитам. Гравелиты обогащены кремнеземом (SiO_2 до 84,5 %) при обеднении другими оксидами, кроме натрия (4,3 % Na_2O). Химический состав сланцев свиты близок к таковому в гравелитах и отличается несколько меньшими содержаниями кремнезема ($\text{SiO}_2 = 77\%$) и большими глинозема.

Спектры РЗЭ вулканидов имеют отрицательный наклон; отношение легких лантаноидов к тяжелым достаточно изменчиво ($\text{La/Yb} = 1,6\text{--}8,0$), при невыразительной европиевой аномалии

($Eu/Eu^* = 0,75-1,0$), причем ее интенсивность увеличивается в более пологих графиках (рис. 9). Суммарные содержания РЗЭ колеблются в пределах 40–173 г/т. Микроэлементный состав чрезвычайно непостоянен; для всех пород можно отметить повышенный кларк концентрации Ag, спорадически высокие содержания наблюдаются для Co, Cu; вулканы обеднены Li, Ge, Ba, W, Pb (рис. 10).

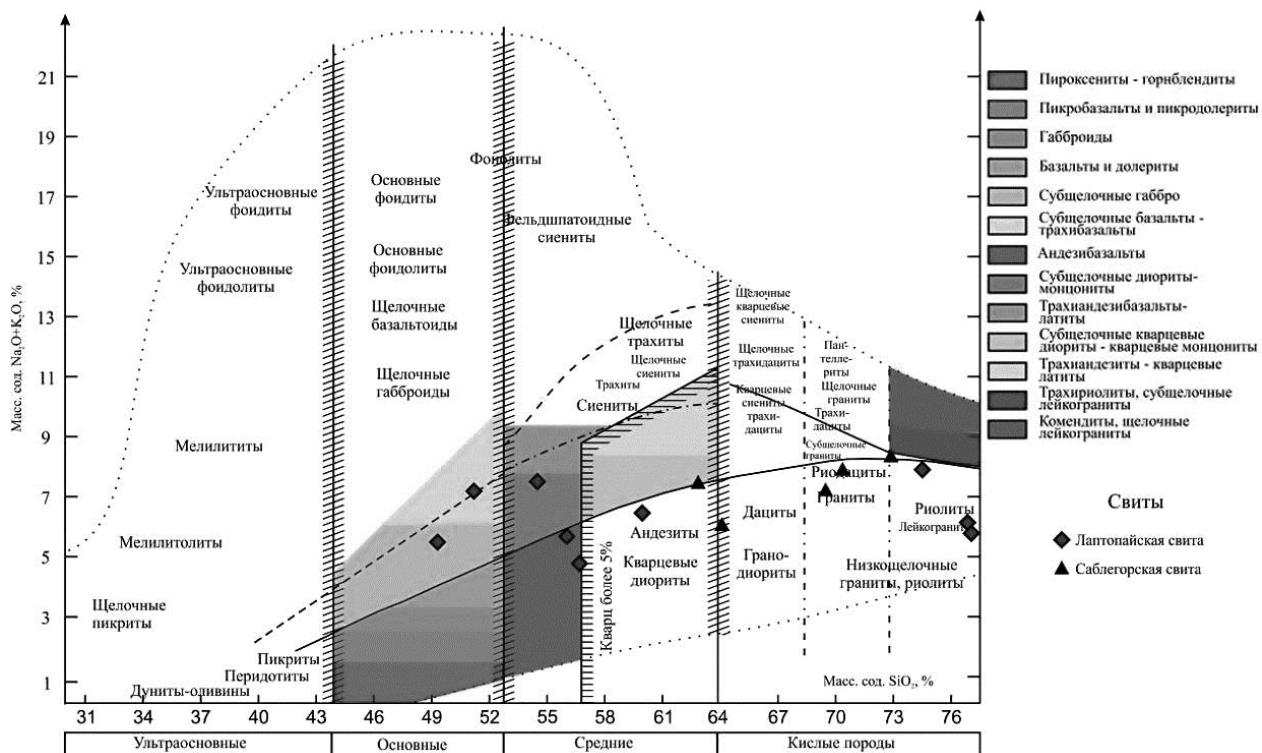


Рис. 8. Положение фигуративных точек пород саблегорской и лаптопайской свит на TAS-диаграмме [14].

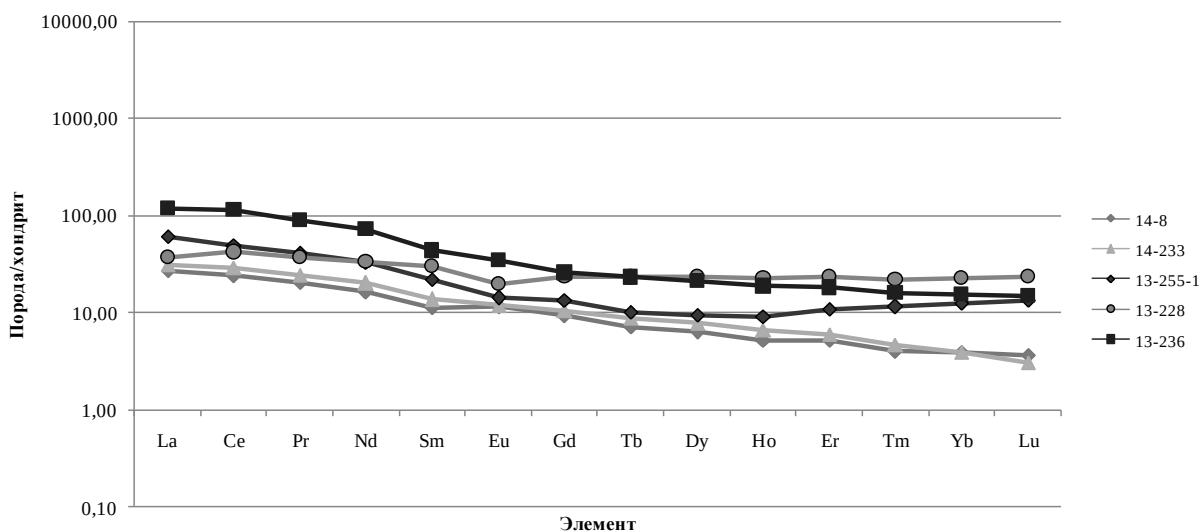


Рис. 9. Распределение РЗЭ в кислых вулканитах саблегорской свиты.

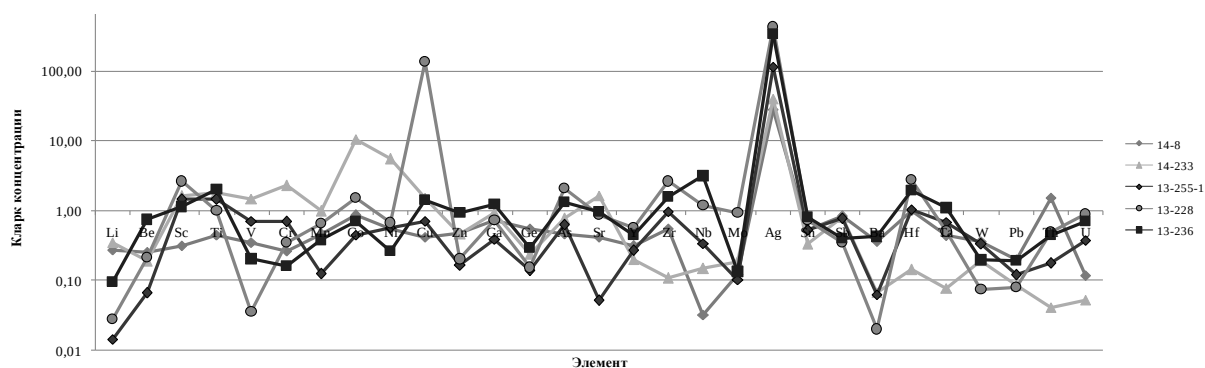


Рис. 10. Микроэлементный состав кислых вулканитов саблегорской свиты.

В осадочных породах легкие лантаноиды также преобладают над тяжелыми ($La/Yb = 7,0-8,0$), при общей невысокой сумме РЗЭ порядка 42–90 г/т; европий может быть как в избытке, так и в дефиците ($Eu/Eu^* = 0,75-1,1$) (рис. 11). По результатам анализа ICP-MS, в метавулканиках свиты фиксируется интенсивное накопление Pd, нижекларковые концентрации Li, Be, Ni, Rb, Sr, Mo, Cs, Pb (рис. 12).

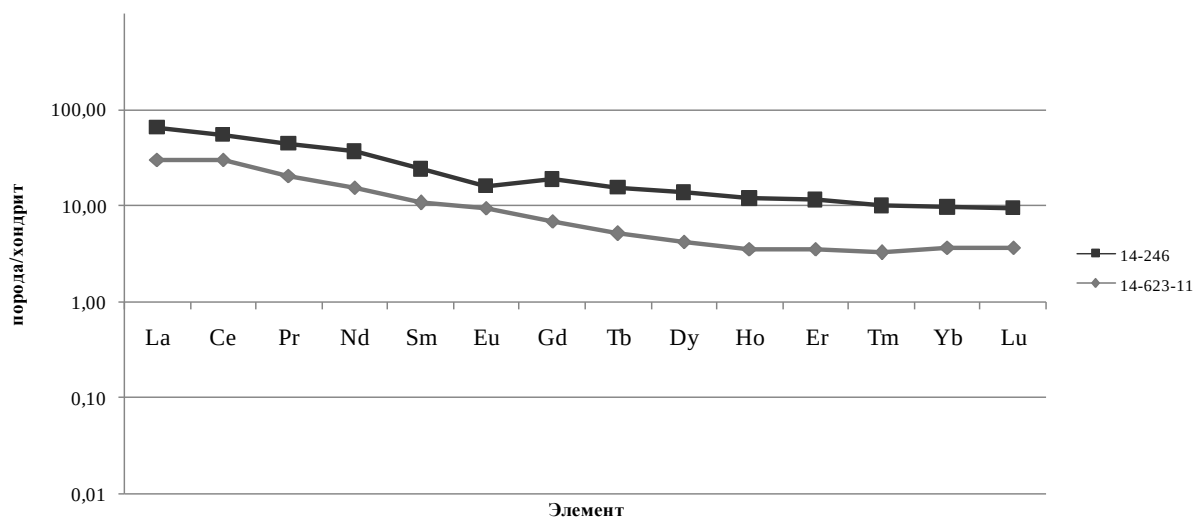


Рис. 11. Распределение РЗЭ в осадочных породах саблегорской свиты.

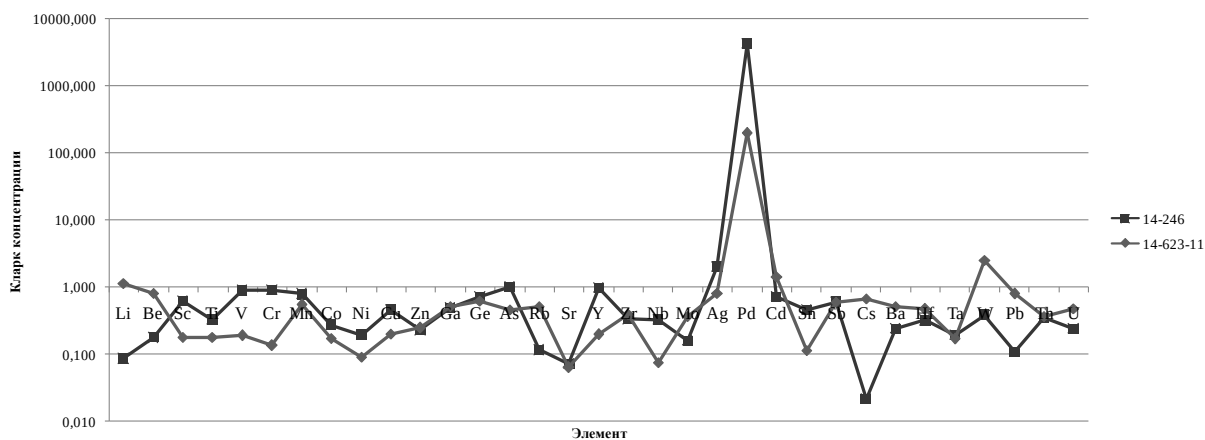
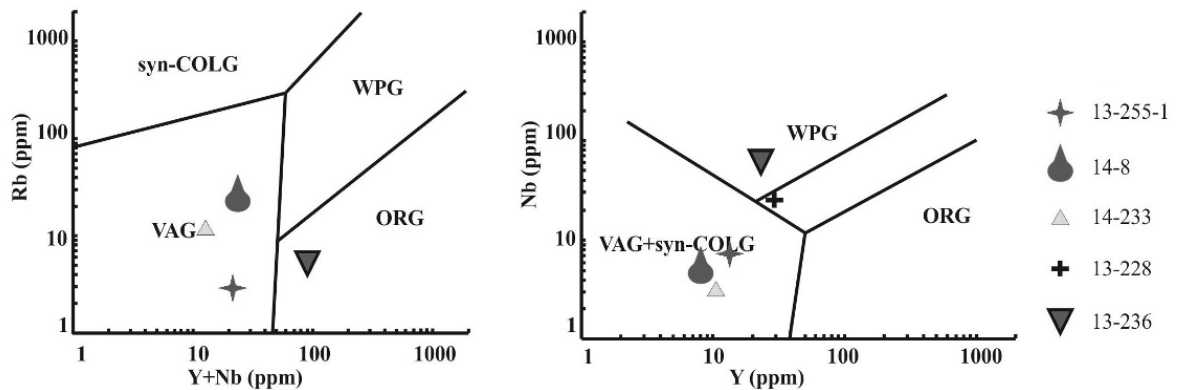


Рис. 12. Микроэлементный состав осадочных пород саблегорской свиты.

По диаграмме Дж. Пирса геодинамическая обстановка кислых эффузивов определена преимущественно как коллизионно-островодужная (рис. 13). По химическому составу вулканиты сравнимы с S-гранитами (рис. 14). Диаграммы Кумпона (рис. 6), и А. А. Предовского (рис. 7) говорят об аркозовом и граувакковом субстрате формирования осадков и сланцев свиты, реже они попадают в пограничные области с олигомиктовыми песчаниками.



ORG-граниты океанических хребтов, WPG-внутриплитные граниты, VAG-граниты вулканических дуг, syn-COLD-коллизионные граниты.

Рис. 13. Положение кислых вулканитов саблегорской свиты на диаграммах Дж. Пирса Rb-(Y+Nb) и Nb-Y.

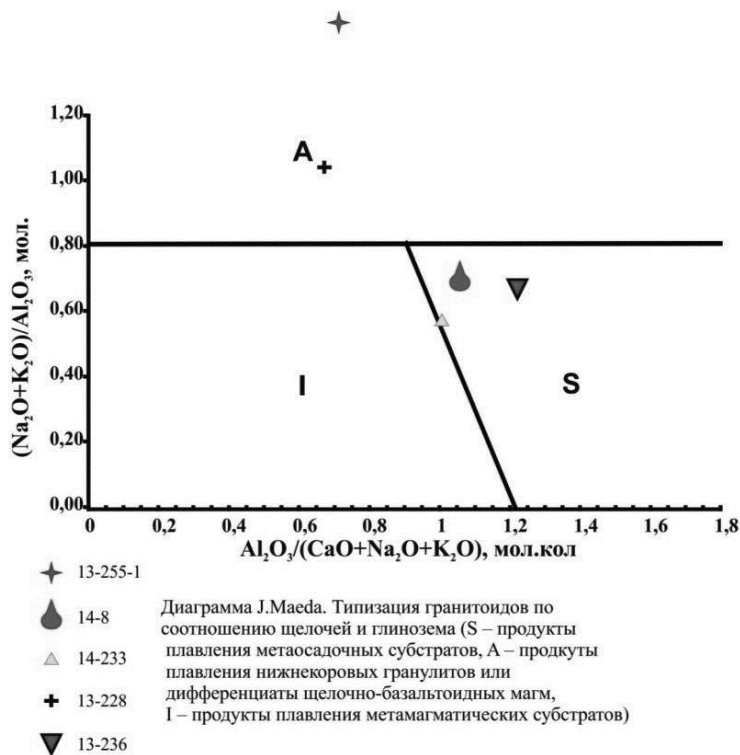


Рис. 14. Положение кислых вулканитов саблегорской свиты на диаграмме J. Maeda (1990 г.).

Металлогения свиты обусловлена локализацией в ней пунктов минерализации медно-кварц-сульфидной, баритовой жильной, урановой березитовой формаций (Редка I, II) и золото-сульфидно-кварцевой, свинцово-цинковой березитовой (за пределами площади).

Возраст образований саблегорской свиты принимается позднерифейским–ранневендским на основании датировок U-Pb методом по цирконам из кислых эффузивов Малопаатокского района Приполярного Урала – 642 млн лет (Червяковский, 1992 г.), из кислых эффузивов

хр. Малды-Нырды – 586 ± 12 [3] и 550 млн лет [1]. Возраст метаморфизованных риолитов субвулканической фации с горы Нейлентумп, установленный U-Pb LA ICP-MS-методом, составляет $568,3 \pm 4,3$ млн лет [106].

Авторами получены изотопно-геохронологические датировки: Sm-Nd методом из субвулканического базальтового порфирита – 669 млн лет и по риолитам (район р. Туяхланья) U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) – 635,9 млн лет (рис. 15). Суммарная мощность отложений достигает 1500–2000 м.

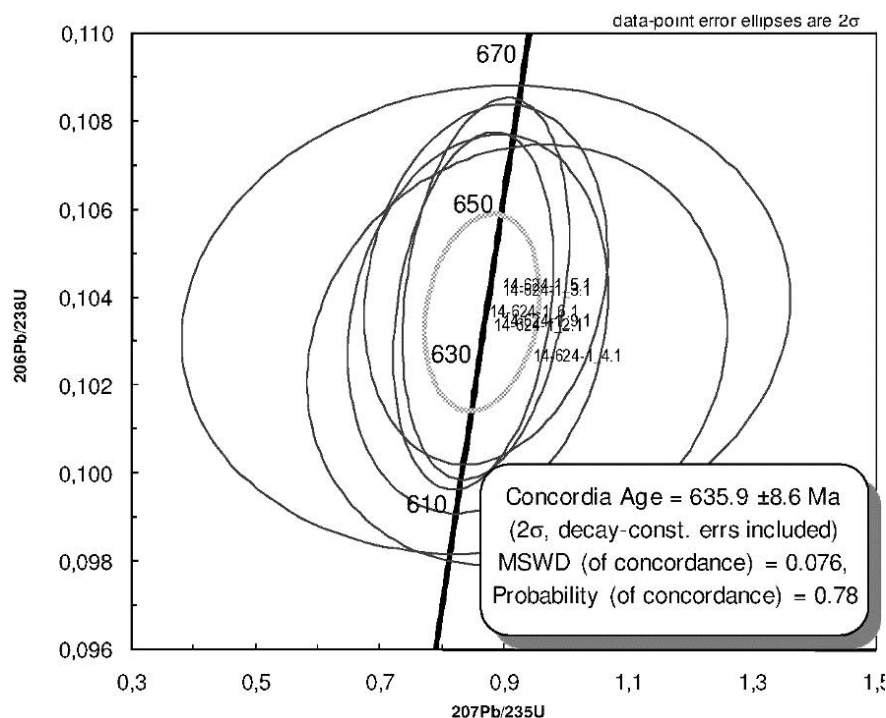


Рис. 15 Систематика цирконов из риолитов саблегорской свиты.

Лаптопайская свита (V_2 - Clp) выделена Г. А. Черновым [124] севернее, на горе Лаптопай. Отложения свиты довольно широко представлены в западной и центральной частях площади листа Р-40-VI в составе Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ. Они слагают линейно вытянутые грабенообразные структуры и небольшие муьды в пределах Хальмеринской (ХА), Талтминско-Вольинской (ТМ) синклиналей, Подчеремской (ПО), Педынской (ПЕ) антиклиналей (бассейны и верховья рек Хальмерья, Мороя, Тельпосью, Талтма, между верховьев рек Хомес–Хунтынья и др.). Нижняя граница несогласная и проводится по подошве конгломератов лаптопайской свиты, верхняя также несогласная и проводится с угловым и стратиграфическим несогласием по основанию базальных конгломератов тельпосской свиты нижнего ордовика.

Свита представлена конгломератами полимиктовыми, гравелитами, песчаниками, базальтами, андезитами, риолитами и их туфами, кластолавами риолитов, туфобрекчиями риолитового и смешанного составов, отмечаются прослои туффитов, туфоалевролитов, туфогенных сланцев, туфопесчаников, в верхней части разреза – потоки трахибазальтов. Осадочные отложения лаптопайской свиты относятся к молассовой красноцветной формации.

Обнаженность свиты в целом – это редкие коренные выходы и широко развитые элювиально-делювиальные развалы. В западной части территории листа, например, в разрезах по р. Мороя и в истоках р. Хальмерья картируется переслаивание массивных груборассланцованных вишнево-сиренево-серых туфопесчаников и туфоконгломератов, песчаников полимиктовых, туфоалевролитов и туфобрекчий риолитового и смешанного составов. В более западных разрезах существенное значение приобретают эффузивно-пирокластические образования, например, в районе горы Тельпос-Из, как отмечает Г. И. Дашкевич [7], это лиловые туфогенные сланцы и

туффыты. Вообще отложения свиты слагают своеобразные небольшие грабеновые структуры, выполненные красно-сероцветными осадками, пирокластикой кислого состава в переслаивании с кластолавами риолитов, а сверху фиксируются потоки трахибазальтов.

В центральной части площади листа от истоков р. Хунтынья до правобережья истоков р. Воля и особенно в верховьях рек Талтма и Тильтильма в приводораздельных частях и на склонах доминирующих высот довольно широко распространены небольшие мульды, выполненные красноцветно-сероцветными туфогенно-гравелито-песчанистыми осадками лаптопайской свиты. Эти структуры размером в первые километры в поперечнике достигают иногда на водоразделе Европа–Азия до 20 км в длину при ширине 2–2,5 км, осложняя западное крыло Тильтимьинской антиклинали (ТИ). Количество пирокластики возрастает при приближении к небольшим эруптивным центрам. При этом саблегорские вулканы служат как бы основанием, палеорельефом, который интродуцируется жерловыми и субвулканическими образованиями комплекса. Важно подчеркнуть антидромный характер магматизма. Эффузивы, ассоциирующие с лаптопайской молассой, подразделяются, по данным Г. И. Дашкевич [7], на две группы – в верховьях р. Мороя и, отчасти, на левобережье р. Щугор они образуют контрастную базальт-риолитовую ассоциацию, а на правобережье р. Тельпосью и, по нашим данным, в истоках рек Толья–Тильтильма – субщелочную и умереннощелочную трахибазальт-трахиандезит-риолитовую (пантеллеритовую) ассоциации.

Магнитное поле пород свиты в основном умеренно-спокойное, отрицательное, интенсивностью от –100 до –200 нТл, редко прослеживаются локальные изометричные аномалии, достигающие –300 нТл. Однако в области развития лаптопайских субвулканических образований оно положительное с амплитудой 100–1000 нТл. В гравитационном поле отложения свиты характеризуются значениями как отрицательных аномалий – от –2 до –4 мГал (центральная часть листа), так и положительных аномалий интенсивностью до 22 мГал (северо-западная). На спектрональных снимках образования свиты характеризуются фототонном ярко-малинового, густо-фиолетового и пятнисто-сине-зеленого спектров.

Туфопесчаники – породы массивного сложения, мелко- и среднезернистые, светло-серо-зеленого цвета. Микроструктура гранобластовая. Минеральный состав: туфовый материал (35–40 %) представлен тонкозернистыми темно-коричневыми зернами, образующими пятнообразные скопления; кварц (28–30 %); плагиоклаз (альбит) (6–20 %); КППШ (микроклин) (до 12 %) – изометричные зерна с четкими зазубренными ограничениями наряду с туфовым материалом выполняют основную массу породы; хлорит (4–10 %) – мелкие чешуйки заполняют межзерновое пространство основной массы. Рудный минерал (5–10 %) – черные изотропные угловатые зерна равномерно распределены по всей массе.

Гравелиты представляют собой крупно-среднезернистые массивные породы светло-серого цвета с округлыми (порфиризовидными) включениями гальки кварцевого состава (до 0,8 см). Микроструктура гранобластовая. Минеральный состав: кварц (20–50 %) и плагиоклаз (альбит) (40–46 %) – зерна с четкими зазубренными ограничениями, с заметными продольными трещинками слагают основную массу породы. Из группы слюд встречаются мусковит (8–26 %) и серицит (до 10 %). Рудные зерна очень мелкие (до 0,04 мм), черного цвета, изотропные, образующие скопления в виде линз.

Конгломераты – светлые зеленовато-серые породы, характерной особенностью которых является зеленоватый оттенок цемента. Галька представлена преимущественно кварцем и по размерам достигает 3 см. В резко подчиненном количестве отмечены мелкие обломки темно-зеленых базальтов и вишневого песчаников. Цемент – песчано-слюдистый. Минеральный состав: кварц (40 %), плагиоклаз (альбит) (30 %) и КППШ (8 %) – зерна мелкие, ограничения зазубренные, часть зерен интенсивно пелитизирована; серицит (до 10 %) мелкие игольчатые зерна образуют самостоятельные линзовидные скопления; рудный минерал (до 12 %) – угловатые черные изотропные зерна, хаотично распределенные по всей массе цемента.

Аповулканогенные разновидности пород представлены эруптивными брекчиями и пирокластическими породами (туфокластолавы среднего состава) лилово-зеленого цвета, с включениями мелких гнезд эпидота и редких вкрапленников галенита. Размер обломков – до 2 см. Минеральный состав основной массы – плагиоклаз (андезин) (25–30 %) и эпидот (20–30 %). Порфириновые вкрапленники представлены кварцем (до 10 %), мелкие изометричные зерна которого образуют скопления. Ортопироксен (до 5 %) представлен зернами неправильной формы с совершенной спайностью в двух направлениях (угол 88°), интерференционная окраска синяя,

третьего порядка (авгит); хлорит (5–8 %): вытянутые чешуйки сосредоточены в кварцевых скоплениях; стильпномелан (до 8 %) – игольчатые образования, хаотично распределенные в порфировых скоплениях кварца и хлорита. Акцессорные минералы – галенит, сфалерит.

По содержанию кремнезема породы свиты делятся на две обособленные группы (рис. 8). Первая включает в себя трахибазальты, трахиандезитбазальты (SiO_2 49–56 %) с отчетливым преобладанием натрия (иногда до 7 %), низкой известковистостью. Другая группа соответствует кислым разновидностям, петрохимически относящимся к семейству риолитов, также с невысокими содержаниями кальция, отчасти повышенной титанистостью.

Графики лантаноидов сланцев и вулканитов схожи (рис. 16) и имеют сглаженную форму с постепенным уменьшением концентраций тяжелых элементов по отношению к легким ($\text{La/Yb} = 7$) без европиевой аномалии ($\text{Eu/Eu}^* = 1,0$). Сумма РЗЭ значительная и составляет 310 г/т. Геохимия пород выражена высокими кларками концентраций Ag, Pd и пониженными V, Cr, Ni, Cs. Кроме того в вулканитах фиксируется обогащение Cd и W (рис. 17).

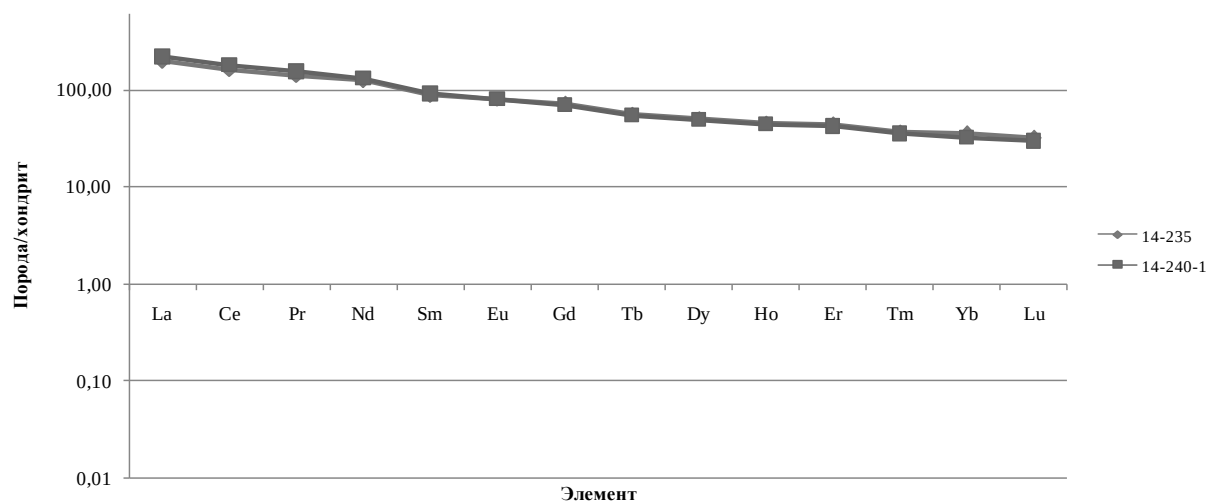


Рис. 16. Содержания РЗЭ в породах лаптопайской свиты.

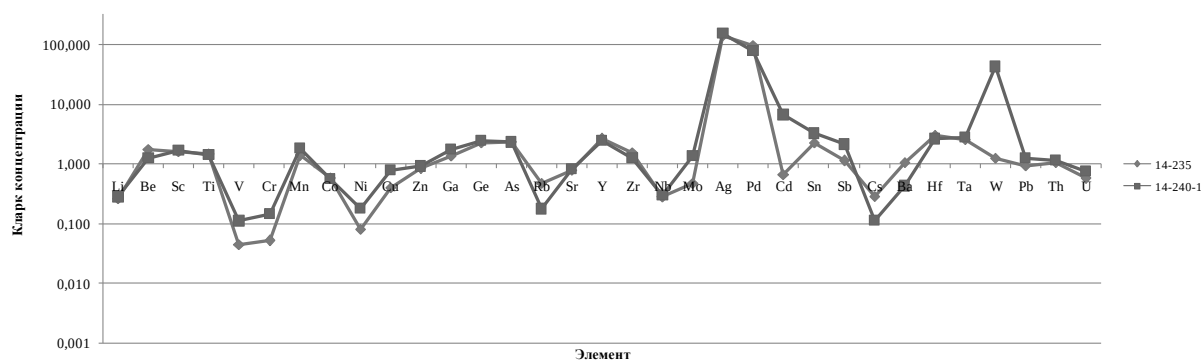


Рис. 17. Микроэлементный состав пород лаптопайской свиты.

На диаграмме в координатах $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O--P}_2\text{O}_5$ фигуративные точки легли, за редким исключением, в поле континентальных базальтов; диаграмма $\text{FeO}^*\text{--MgO--Al}_2\text{O}_3$ показала принадлежность пород свиты к базальтам вулканических дуг и континентальных окраин (рис. 18). По соотношению щелочей и кремнезема точки составов кислых вулканитов занимают пограничную область А и S гранитов (рис. 19).

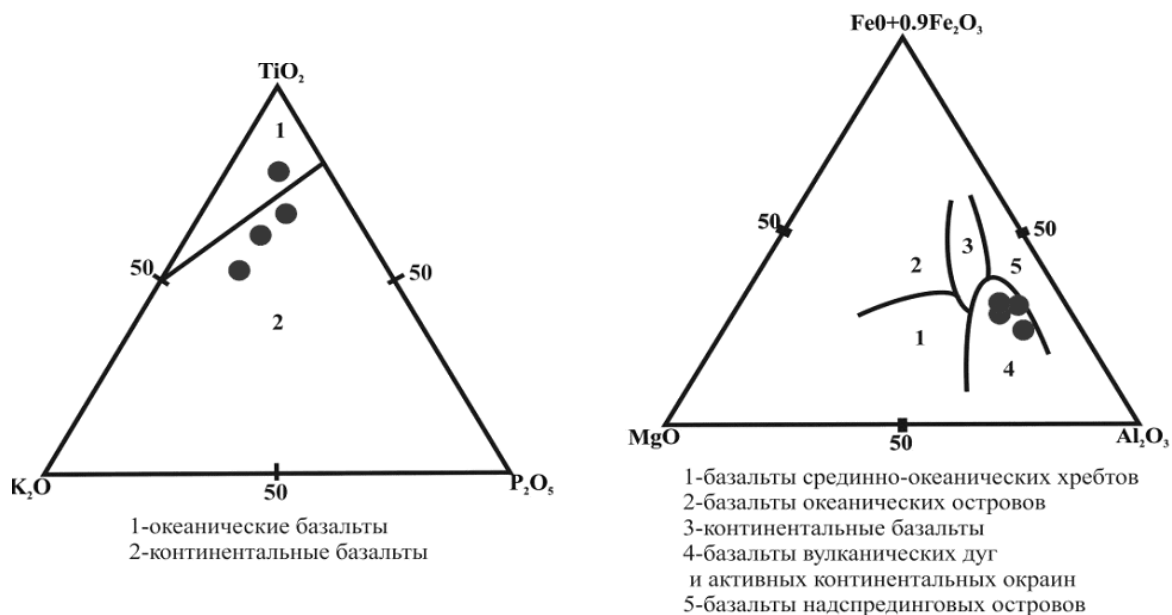


Рис. 18. Положение базитов лаптопайской свиты на диаграммах Т. Х. Пирса.
(* по данным В. Н. Малашевского, 1971 г. [90]).

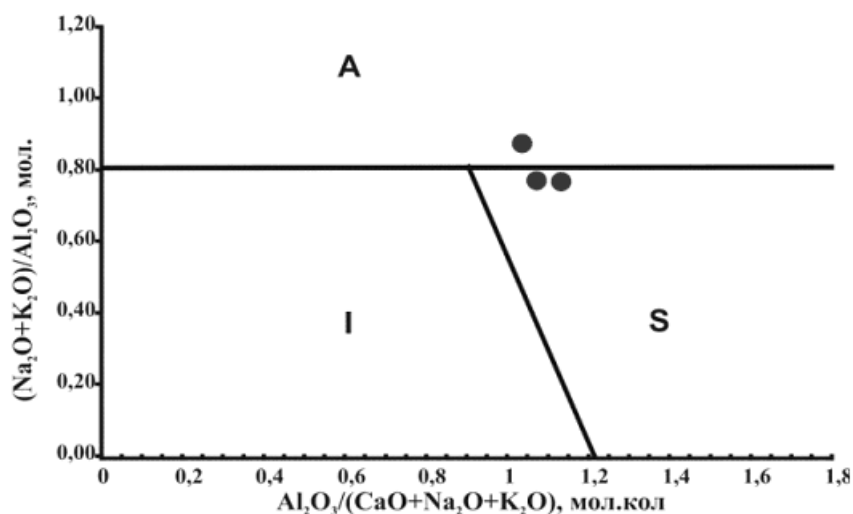


Рис. 19. Положение лаптопайской свиты на диаграмме J. Maeda (1990 г.)
(* по данным В. Н. Малашевского, 1971 г. [90]).

Металлогения в целом близка к саблегорским субвулканическим образованиям и характеризуется связью проявлений, пунктов минерализации и аномалий урана, тория и редких земель с породами свиты.

Возраст свиты принят на основании залегания слагающих ее пород выше нижневендских образований саблегорской свиты, а также находок раннекембрийского комплекса микрофоссилий (определения Н. С. Михайловой). Кроме того, изотопно-геохронологические данные (U-Pb

SHRIMP-II), полученные авторами, показали значения $515,9 \pm 9,3$ млн лет (рис. 20), что соответствует раннему кембрию. Мощность отложений – 600–1000 м [56, 71].

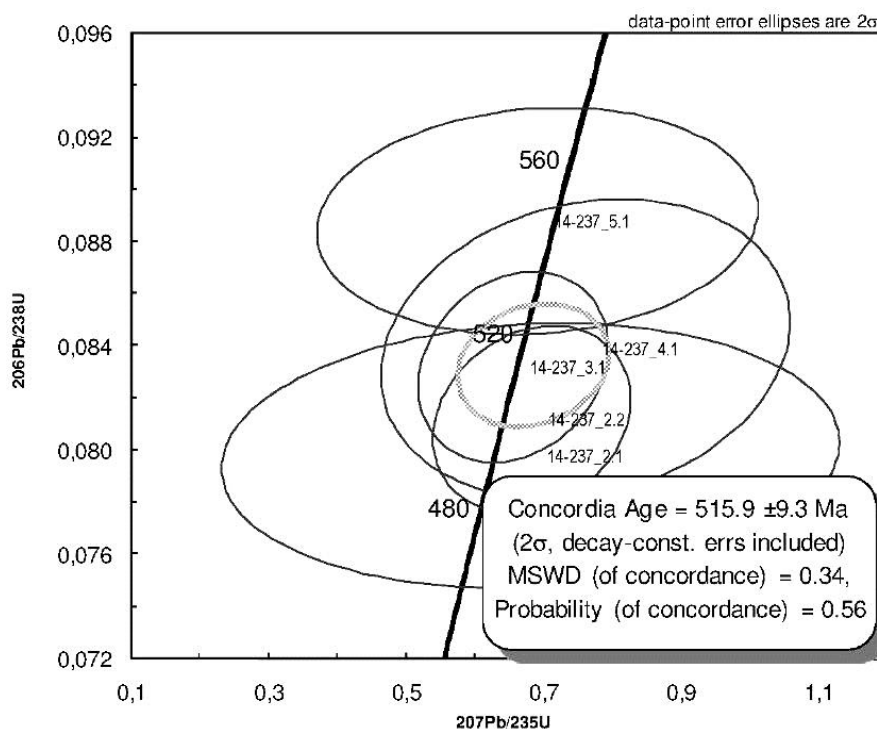


Рис. 20. Систематика цирконов из трахиандезибазальта лаптопайской свиты [67].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские отложения рассматриваются как в составе Бельско-Елецкой (тельпосская, хыдейская, седельская свиты, щугорская и табаротинская серии) и Зилаиро-Лемвинской (саранхапнерская, хомасьинская и польинская свиты) СФЗ Западно-Уральской мегазоны, так и в Западно-Тагильской (шемурская свита) СФЗ Тагильской мегазоны.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Саранхапнерская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{sr}$) описана К. А. Львовым на горе Саранхапнер на Приполярном Урале. Образования, относимые к данной свите на листе Р-40-VI, прослеживаются в виде узких изолированных фрагментов (шириной до 2 км при длине до 8 км) восточнее Присалатимского разлома (7) в пределах Салатимской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

В стратотипе саранхапнерская свита залегает на верхнерифейских подстилающих образованиях трансгрессивно, но без резкого углового несогласия. В пределах исследуемой территории соотношения с верхнерифейскими отложениями тектонические, а границей является Присалатимский разлом (7). Верхняя граница с хомасьинской свитой согласная через постепенный переход, осложненный тектоническими нарушениями. На северной границе территории листа с соседним в пределах Пернаизского и Турупинско-Маньинского пакета пластин В. Н. Ивановым [76, 77] выделяется саранхапнерская и хомасьинская свиты нерасчлененные.

Состав свиты – песчаники кварцитовидные, метапесчаники полимиктовые, гравелиты, сланцы филлитовидные серицит-кварцевые, реже альбит-хлорит-кварц-серицитовые, метаконгломераты полевошпат-кварцевого состава, в верхах разреза отмечаются прослои ортосланцев эпидот-хлоритовых, метатUFFитов.

Свита плохо обнажена из-за широкого развития элювиально-делювиальных развалов, перекрывающих ее коренные выходы. По данным Г. И. Дашкевич [7], нижняя часть разреза представлена пачками (20–50 м) серых, светло-серых сланцеватых средне-мелкозернистых слюди-сто(хлорит)-кварцевых и (иногда графитистых) кварцитовидных песчаников, кварцитов, переслаивающихся с тонколистовыми серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами. Отмечены редкие прослои и линзы (до 70 м) мелкогалечных кварцевых и полимиктовых конгломератов и гравелитов. Конгломераты (гравелиты) условно базального горизонта свиты – полимиктовые (туфогенные) зеленовато-серого цвета породы, сланцевой и линзовидно-полосчатой текстуры. Кластический материал (60 %) представлен линзовидными обломками (0,2–30,0 мм) эпидозитов, кислых, средних и основных эффузивов, кварцитов, кварцитовидных песчаников, полевого шпата, кварца, эпидота. Цемент – кварц-альбит-хлоритовый с эпидотом, апатитом и магнетитом.

Авторами отложения свиты изучены в отдельных коренных обнажениях и небольших разрезах по рекам Хомес, Волья и их притокам. Так, в среднем течении р. Хомес по отдельным обнажениям она прослежена на 500 м. Образования свиты закартированы к западу от устья правого безымянного притока реки, берущего начало с южного склона выс. отн. 378,0 «Хомес». Здесь на протяжении 250 м вверх по течению реки в разрозненных коренных выходах закартированы светло-серые кварц-полевошпатовые слюдистые песчаники. Породы крупнозернистые сланцеватые. На фоне равномернозернистой массы отмечаются более крупные (до 2 мм) зерна голубоватого прозрачного кварца. Далее к западу указанные породы сменяются голубовато-серыми мелкозернистыми сланцеватыми, известковистыми песчаниками, среди которых фрагментарно отмечаются прослои груботерригенных пород. Один из них мощностью 7 м представлен гравелитами и редкообломочными конгломератами с постепенно увеличивающимся с востока на запад размером обломков. Обломки уплощенные, достигают 7 см в поперечнике и представлены кварцем, светлыми бежевыми и темно-серыми песчаниками. Падение пород восточное, под углом 70°. Второй выход грубозернистых пород мощностью 3 м отмечен в 80 м западнее первого обнажения и представлен крупнозернистыми интенсивно рассланцованными и дезинтегрированными конгломератобрекчиями, очевидно, тектонизированными. Породы непрочные, слабосцементированные. Цемент представлен малым количеством слюдистого материала. В обломках встречены угловатые плитки углеродистых сланцев, плоские будины жильного кварца длиной до 40 см, плоские гальки темно-серых, светло-бежевых мелкозернистых песчаников, сиреневато-серых риолитов с флюидалной текстурой (до 20 см).

Верхняя часть разреза сложена зеленовато-серыми серицит-альбит-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с серыми мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, выше отмечаются прослои эпидот-альбит-кварцевые аповулканогенные сланцы [7]. Наличие в верхней части свиты аповулканогенных пород позволяет на крайнем севере площади выделять, по В. Н. Иванову [76, 77], саранхапнерскую и хомасынскую свиты нерасчлененные.

Отложения харапнерской свиты распространены в пределах субмеридионально вытянутой отрицательной магнитной аномалии интенсивностью –300 нТл. Гравитационное поле спокойное положительное 14–18 мГал. На спектрональных снимках породы свиты не имеют ярко выраженных фототонов и представлены распространением фоновых серо-сине-фиолетовых спектров.

Песчаники интенсивно рассланцованы, цвет темно-серый. Микроструктура лепидогранобластовая, ярко выражены полосчатость и ориентированное расположение зерен. Минеральный состав: кварц (до 60 %) – субидиоморфные зерна, сильно трещиноватые с зазубренными ограничениями; серицит (до 30 %) – иглоподобные чешуйки, часто образующие мономинеральные тонкие прослойки, смятые в складки. Второстепенными являются редкие зерна КППШ (до 5 %) и рудного минерала (до 5 %), представленного в виде редкой рассеянной вкрапленности.

Сланцы преимущественно филлитовидные хлорит-серицит-карцевого и серицит-кварцевого составов, светло-серого с зеленоватым оттенком цвета и четко проявленной полосчатостью. Микроструктура лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (50 %) – мелкие и крупные зерна с зазубренными ограничениями; серицит (30–40 %) – тонкие иголки, образующие ориентированные тонкие прожилковидные скопления. Редко отмечается хлорит (до 5 %), со-

средоточенный в основном в серицитовых агрегатах. Рудный минерал (5–20 %) – угловатые, треугольные и неправильной формы мелкие черные изотропные зерна, образующие мелкие скопления.

Ортосланцы – темно-серио-зеленые мелкозернистые, сильно рассланцованные породы. Микроструктура гранолепидобластовая. Основная ориентированная масса породы – кварц (до 50 %). Серицит (до 40 %) образует ориентированные прожилковидные скопления. Породы частично карбонатизированы (до 10 %). Акцессорные минералы представлены единичными зернами эпидота и апатита.

Органические остатки в саранхапнерской свите не установлены. Возраст свиты принимается позднекембрийско-раннеордовикским в соответствии с легендой Северо-Уральской серии листов. Мощность отложений – до 2500 м [56].

Саранхапнерская и хомасьинская свиты нерасчлененные (C_3-O_2sr-hm). Разрез саранхапнерской и хомасьинской свит нерасчлененных слагает фрагменты Пернаизского покрова и Турупинско-Маньинского пакета пластин у северной рамки листа и состоит из западных и восточных фаций. Западный (терригенный) тип разреза (реки Мал. Волоковка, Войвож), приуроченный к небольшой тектонической пластине (Пернаизский покров – ПН), представлен собственно терригенными образованиями, включающими снизу вверх: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, мощную пачку «полосатиков», представленных тонким чередованием слоев почти белых алевропесчаников и зелено-серых алевролитов, сланцы. Характер литотипов и наличие так называемых «полосатиков», по мнению большинства исследователей [47, 71, 80], во многом совпадают с разрезами хобеинской свиты, которая выделялась в этом районе ранее.

Восточный тип разреза – вулканогенно-терригенный (реки Бол. Турупья и Мал. Турупья) характеризуется некоторыми общими чертами с западным. Так, распределение терригенного материала по разрезу также имеет прямой характер – от более грубообломочных к более тонкозернистым разностям. В зонах метасоматоза, сопровождающих разломы, породы приобретают гнейсовидный облик. Грубозернистые отложения сменяются серо-зелеными полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми (полевошпат-кварцевыми) алевролитами, алевросланцами и сланцами слюдисто-полевошпат-кварцевыми. Но такая последовательность выражена не всегда, и в отдельных случаях разрез завершается вновь появляющимися пачками песчаников.

Наряду с терригенными породами в подчиненном количестве присутствуют ортосланцы по эффузивам основного–среднего, реже кислого составов и их пирокластическим аналогам.

Метаморфизм отложений терригенного типа разреза отвечает хлорит-серицитовой субфации фации зеленых сланцев. Кроме того, породы повсеместно изменены под воздействием кремне-щелочного метасоматоза.

Контакты между терригенным и вулканогенно-терригенным типами разреза тектонические. В верховьях р. Сертынья (за границей листа) из риолитов, прорывающих отложения саранхапнерской свиты, были отобраны цирконы, радиологический возраст которых, установленный U-Pb методом (ЦИИ ВСЕГЕИ), составляет 488 ± 7 млн лет.

Мощность терригенного типа разреза на площади достигает 1500 м [76, 77].

Гравелиты и мелкогалечные конгломераты имеют пеструю окраску в серо-зеленых, зеленых и зелено-розовых тонах. Кластический материал, составляющий от 15 до 60 %, представлен преимущественно обломками зерен кварца, полевого шпата и кварцитов. Гальки как хорошо-, так и слабоокатанные с отчетливыми ровными или нечеткими (вследствие бластеза) ограничениями, в большинстве своем они ориентированы уплощениями по сланцеватости и заключены в цементирующий их мелко-тонкозернистый лепидогранобластовый агрегат серицит-альбит-кварцевого состава с многочисленными зернами титанита, эпидота и магнетита. В перекристаллизованном цементе встречается стильпномелан в сноповидных, метельчатых сростках. Из акцессорных также встречается урансодержащий циркон, чем объясняется некоторая повышенная радиоактивность породы [76, 77].

Сланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, мусковит-альбит-кварцевые серо-зеленого цвета имеют лепидогранобластовую структуру и тонкополосчатую, линзовидно-полосчатую, часто плейчатую текстуру. Полевошпат-кварцевый агрегат составляет около 80–85 % породы, хлорит-слюдистый – 15–20 %; часто в сланцах присутствует карбонат – до 10 %. Акцессорные минералы представлены титанитом, турмалином, апатитом, эпидотом и рутилом.

Ортосланцы основного–среднего состава это – мелко- тонкокристаллический агрегат вторичных минералов эпидот-хлорит-альбитового, хлорит-эпидот-альбит-актинолитового, карбонат-альбит-актинолит-хлоритового состава с переменным содержанием составляющих. Породы в зонах надвига часто интенсивно биотитизированы, иногда отмечается стильпномелан. Кроме того, в шлифах иногда отмечается кварц. Основным аксессуарным минералом является магнетит. Структура сланцев гранолепидобластовая, лепидогранонематобластовая, а также гранонематофибробластовая с элементами реликтовой порфиroidной; текстура тонкополосчатая, иногда в сочетании с линзовидной, сланцеватая либо массивная. Нацело разложенный плагиоклаз, замещаясь альбитом или хлоритом, карбонатом и эпидотом, часто сохраняет свою реликтовую форму в виде агрегатных скоплений микролейст и микропризм; так же, как и темноцветный минерал, замещен хлоритом и актинолитом. Минеральный состав вторичных минералов и реликты первичной структуры позволяют определять исходную породу под микроскопом в одном случае как вулканиты основного или среднего состава, в другом – как вулканокластические и осадочно-вулканокластические их разновидности.

По имеющимся петрохимическим данным, фигуративные точки составов ортосланцев на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ имеют довольно широкий разброс, охватывая поля семейств базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов и андезитов. Семейство базальтов, имея средний состав – SiO_2 – 49,14 % (47,40–52), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 2,99 % (2,52–4) – представлено в основном собственно базальтами и оливиновыми базальтами.

Средний состав трахибазальтов следующий: SiO_2 – 48,65 % (46,40–50,68); $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 4,94 % (3,75–6,24). Они являются умеренноглиноземистыми: al' – 0,89 (0,67–0,99), мезократовыми: f' – 13 (11–19), умеренно- и высококалиевыми породами и имеют калиево-натриевый тип щелочности – $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 2,3 (0,4–5,2).

Ортосланцы среднего состава представлены семействами андезибазальтов, трахиандезибазальтов и, в меньшей мере, андезитов. В андезибазальтах среднее содержание кремнезема составляет 53,19 % (52,43–54), общая сумма щелочей – 4,02 % (3,07–5,02).

Ортосланцы кислого состава слагают крайне маломощные тела метариолитов светло-серой и зеленовато-светло-серой окраски. Структура метариолитов афировая или мелкопорфировая с фельзитовой структурой основной массы. Для более измененных разновидностей характерна микролепидогранобластовая фельзитоподобная структура. Текстура пород такситовая, флюидальная, линзовидно-полосчатая, участками сланцеватая и пятнистая. Сложены породы преимущественно микро- и мелкозернистым полевошпат-кварцевым, кварц-полевошпатовым агрегатом, а также переменным количеством серицита и хлорита. В порфировых разновидностях фенокристаллы (до 10 %) представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, реже кварцем. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, титанит, ортит, магнетит и циркон.

Магнитное поле, соответствующее площади развития вулканогенно-терригенного типа разреза, в целом отрицательное со значениями ΔT от –100 до –300 нТл и с многочисленными локально-вытянутыми положительными аномалиями интенсивностью 300–500 нТл. Гравитационное поле дифференцированное, знакопеременное, меняющееся вверх по разрезу от –14 до 10 мГал.

Региональный метаморфизм отложений нерасчлененных свит отвечает хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации. В зонах разломов породы изменены в результате кремнещелочного метасоматоза.

Возраст саранхапнерской и хомасьинской свит нерасчлененных принимается как верхний кембрий–средний ордовик на основе находок на территории смежного листа (Q-41-XXXI) спикул губок в песчаных сланцах на р. Щекурья, криноидей – на р. Манья [76, 77] и радиологического возраста цирконов (материалы ГДП-200 листов Q-40-XXXVI, Q-41-XXXI), отобранных из залегающих в этих отложениях риолитов пожемского комплекса (руч. Золото-Шор и Фома-Ёль), составляющего $499,2 \pm 7$ и $486,6 \pm 8,2$ млн лет, что соответствует позднему кембрию и раннему ордовику (тремадоку). Мощность вулканогенно-терригенного разреза составляет 1000–1600 м. Суммарная мощность отложений составляет около 2500–3100 м [76, 77].

Тельпосская свита (O_7tl) выделена и описана К. А. Львовым на массиве горы Тельпос-Из в 1949 г. Отложения свиты картируются в юго-западной и северной частях площади – на западном склоне Северного Урала в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-

Елецкой СФЗ, где слагают Тельпосскую синклиналь, Верхнешугорскую грабен-синклиналь и Пришугорскую пластину.

Свита представлена толщей конгломератов, гравелитов кварцевых и олигомиктовых, гравелитистых полимиктовых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу ритмично переслаиваемыми пестроцветными кварцевыми, кварцитовидными песчаниками и кварцитами с прослоями серицит-кварцевых алевроитовых и филлитовидных сланцев и алевролитов. В основании разреза залегает горизонт базальных крупногалечных конгломератов с плохоокатанной и несортированной галькой, представленной в основном кварцем и кварцитами. В подчиненном количестве в обломках присутствуют риолиты и их туфы, слюдяно-кварцевые сланцы и долериты. Состав цемента полимиктовый псаммитовый, с большим количеством хлорита и гематита. Содержание гравелитов и конгломератов уменьшается вверх по разрезу.

В северо-западной части листа от устья безымянного притока р. Щугор (с отметкой в среднем течении 244,0) вверх по крутому склону, начиная с гипсометрической отметки 350 м, в элювиально-делювиальных, элювиальных развалах и коренных выходах зафиксирована толща пестрых кварцитов, прослеживающаяся на 1,5 км. Кварциты массивные, стекловатые, с раковистым изломом. Цвет от насыщенного вишневого до лилового и белого, отмечается полосчатость, обусловленная частым (от сантиметра до первых миллиметров) чередованием полос указанных цветов. Скальные обнажения кварцитов в бортах ручья разбиты на блоки по системам трещин: аз. пад. $90^\circ \angle 45^\circ$, аз. пад. $210^\circ \angle 65^\circ$, аз. пад. $120^\circ \angle 65^\circ$. Выше по склону сливные кварциты сменяются резко отличными от них грубозернистыми полимиктовыми песчаниками. Смена пород выражена в рельефе характерной ступенью на склоне с выс. отм. 585,1. Породы серые с розовым, местами лиловым оттенком. Обломки представлены в большей степени кварцем прозрачным розовым, лиловым, серым, но содержат значительное количество слюды, а также кавернозные, пористые участки, обусловленные множеством мелких пустот выщелачивания между песчинками кварца, реже отмечаются обломки темных сланцев неопределенного состава. Породы сланцеватые (аз. пад. сланцеватости $315^\circ \angle 60^\circ$).

В южной части площади в пределах водораздельной части закартирован своеобразный останец груботерригенной пачки кварцитов, гравелитов и конгломератов основания тельпосской свиты, слагающих изолированную синклиналь. Конгломераты плитчатые бледно-грязно-зеленого цвета. Галька представлена кварцем и кварцитами размером 0,5–1,5 см, иногда эпидозитами (до 3–4 см).

По химическому составу грубозернистые породы характеризуются высокими содержаниями кремнезема и низкими глинозема. Преобладающая часть отложений имеет аркозовый состав, а незначительная относится к полимиктам и грауваккам. В целом для тельпосских образований характерны невысокие фемичность и щелочность, между которыми отмечается положительная корреляция.

В геофизических полях отложениям свиты соответствует отрицательная часть слабоградиентного магнитного поля от –200 до –350 нТл на севере листа и с большим варьированием значений от –500 до 200 нТл в его юго-западной части. Гравитационное поле отрицательное: –2–16 мГал.

Нижняя граница свиты проводится по подошве базального гравелит-конгломератового горизонта, залегающего с разрывом и угловым несогласием на различных горизонтах метаморфизованных эффузивно-осадочных образований верхнего протерозоя. Верхняя граница проводится по смене верхней песчаниковой толще тельпосской свиты песчанико-сланцевой толщей хыдейской свиты. Контакт согласный, но положение его в разрезе непостоянно [7, 66, 67].

Распределение РЗЭ характеризуется отрицательным значением кривой со значительным дефицитом тяжелых лантаноидов относительно легких ($La/Yb = 27,4\text{--}34,2$) и слабой европейской аномалией ($Eu/Eu^* = 0,5\text{--}0,7$). Отмечается низкая сумма РЗЭ в породах: порядка 23–43 г/т (рис. 21), что отличает их от допалеозойских псаммитов.

Спектр содержания микроэлементов в осадках тельпосской свиты крайне бедный и характеризуется только высоким содержанием Pd (>100), а в околоскарловых концентрациях присутствуют V, Cr, Ge, As, Sn, Sb; остальными элементами породы обеднены (рис. 22). По результатам ПКСА в кварцитах в надскарловых содержаниях находится Cr ($K_k = 3,2$), низкие содержания характерны для Pb, Be, Co, Sr, Ba, Ti, Sc, V, Ag, Yb, при значительной изменчивости содержаний Zn, Pb, Mn, P, Zr, Mo, Ce, Sc.

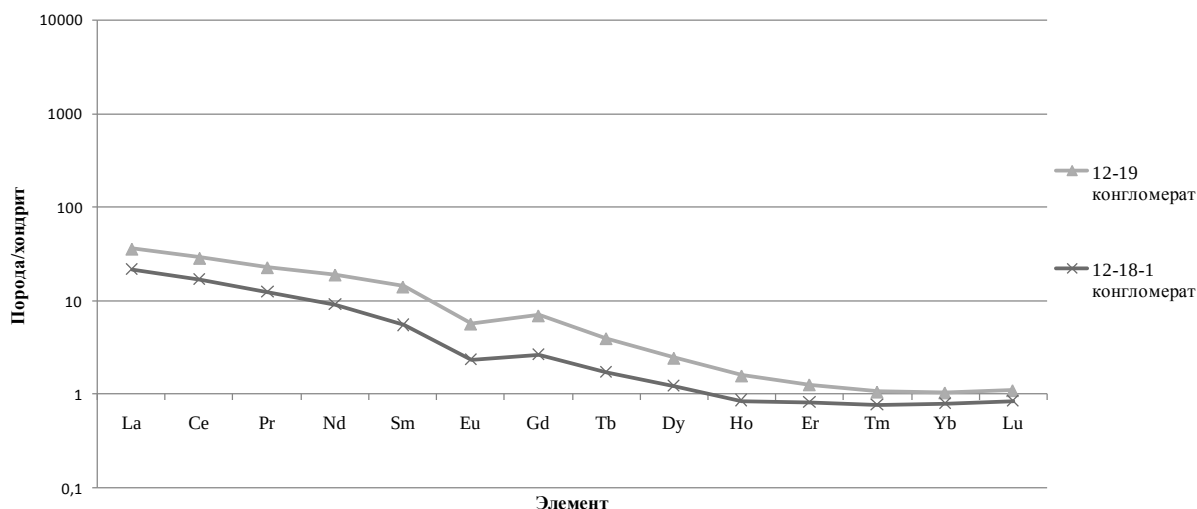


Рис. 21. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в конгломератах тельпосской свиты, нормированных к хондриту [66].

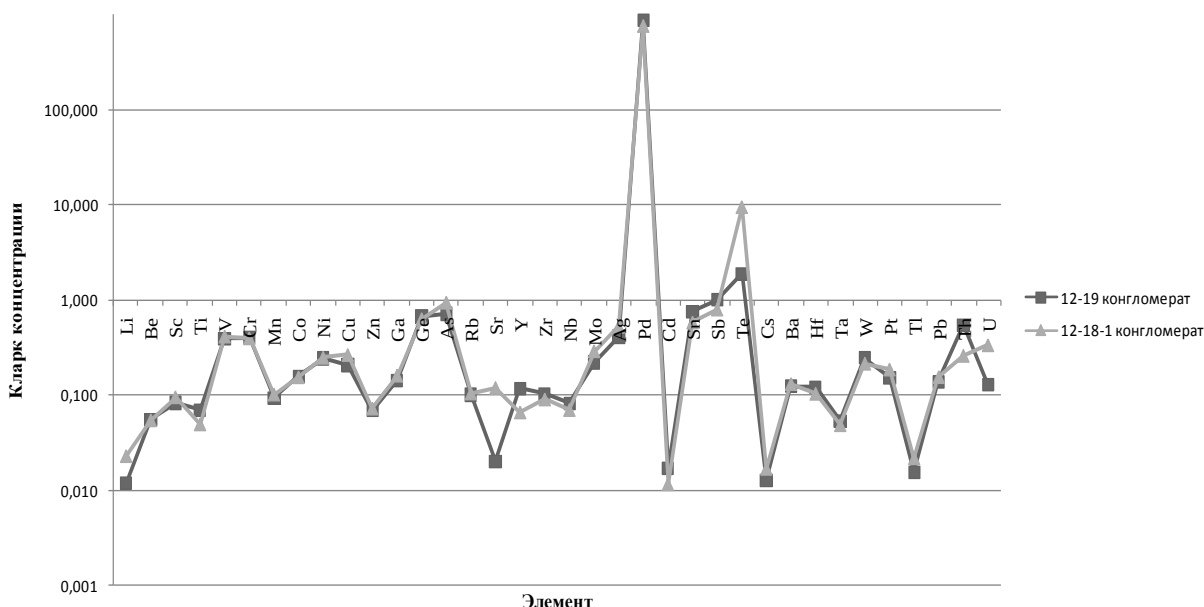


Рис. 22. Спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в конгломератах тельпосской свиты (элементы нормированы к кларку в соответствующих породах) [66].

Возраст свиты принят раннеордовикским на основании находок в более северных районах в верхах свиты остатков *Angarella* sp., свидетельствующих об аренигском возрасте этой части разреза; нижняя часть свиты условно отнесена к тремадоку [7, 120]. Мощность отложений – 1100–1600 м.

Хомасьинская свита ($O_{1-2}hm$) выделена в 1958 г. К. А. Львовым как возрастной аналог хыдейской свиты среднего ордовика, распространенной на западном склоне Приполярного Урала. Свое название получила по р. Хомасью (восточный склон Приполярного Урала) [2]. Образования свиты прослеживаются через всю восточную часть площади в виде субмеридиональной полосы шириной от 1 до 3 км в пределах Присалатимского аллохтона, входящего в состав Зилаиро-Лемвинской СФЗ и ограниченного с востока Главным Уральским надвигом, а также установлена в виде отдельных клиньев (клиппенов) в системе швов Ятыинско-Ойканьерского (13) разлома. Кроме того, ее отложения входят в состав саранхапнерской и хо-

масьинской свит нерасчлененных, отраженных в северной части листа Р-40-VI в связи с работами В. И. Иванова [76, 77], где они слагают Турупыинско-Маньинский пакет пластин и Пернаизский покров (ПН). С выше- и нижележащими отложениями наблюдаются постепенные переходы, осложненные тектоническими нарушениями.

Обнаженность свиты плохая. Это, как правило, отдельные грядки и останцы скальных выходов и широкие поля делювиальных развалов. Породы отчетливо картируются по характерному зеленоватому оттенку с полосчатой и плейчатой текстурой. Свита представлена парасланцами хлорит-серицит-альбит-кварцевыми, углеродисто-хлорит-серицит-кварцевыми, углеродисто-кремнистыми; аповулканогенными эпидот-альбит-хлоритовыми, эпидот-актинолит-кварц-альбитовыми сланцами и метавулканитами основного состава; внизу – кварцитопесчаники с прослоями углеродисто-кварцевых сланцев.

Как полагает Г. И. Дашкевич [7], условно свита может быть поделена на две части: нижнюю сланцево-песчаниковую и верхнюю преимущественно сланцевую. Нижняя часть обнажается по рекам Турупья, Талтма, Воля, где представлена полосчатыми зеленовато-серыми узловатыми мелко- и крупнозернистыми хлорит-серицит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников того же состава, иногда с карбонатами. Количество кварца и альбита колеблется от 35 до 60 %, отмечается присутствие эпидота.

Разрез хомасьинской свиты протяженностью около 1,3 км закартирован в среднем течении р. Воля, к западу от Ларкенсавытского массива (4). Здесь отложения свиты представлены переслаиванием сланцев различного состава, с постепенными переходами между ними, выраженными в увеличении или уменьшении количества породообразующих минералов. Мощности прослоев – от первых метров до 10 м. Картируемые кварц-серицит-хлоритовые сланцы характеризуются полосчатой текстурой, а эпидот-актинолит-кварц-альбитовые и кварц-альбит-хлоритовые («полосатики») – сланцеватой и шелковистым блеском. Отмечаются зоны эпидотизации, примазки серпентина. Толща имеет преимущественно восточное падение с азимутами 110–120°, $\angle 55\text{--}90^\circ$; породы нередко испытывали смятие, что выражено в складчатости разных порядков и сланцеватости. В западной части разреза интенсивность дислоцированности возрастает, приводя к появлению кварцевых жил, будин и катаклазированных пород, нередко фиксируется опрокинутое залегание. Здесь же закартирован тектонический контакт свиты с сабгорскими субвулканическими образованиями мощностью около 1 м, представленный будинажем кварцевых жил, катаклазом и дроблением пород (аз. пад. 115°, $\angle 70^\circ$). Верхняя часть разреза также сложена сланцевым типом отложений с присутствием известковистых разностей и мраморов. Вся толща в целом испытала существенное смятие, в результате которого сланцы, более подверженные пластическим деформациям, образовали интенсивную разнопорядковую складчатость, вплоть до микроплейчатости. Контакты «хрупких» кварцитопесчаников при смятии были тектонически сорваны.

Поля развития пород хомасьинской свиты характеризуются отрицательным магнитным полем интенсивностью –200–300 нТл. В гравитационном поле отложения приурочены к положительной аномалии, увеличивающейся в восточном направлении от 10 до 24 мГал. На спектрально-зональных снимках выделяются по ярко-сине-фиолетовому фототону.

Сланцы серицит-альбит-кварц-углеродистые, альбит-углеродисто-кварцевые, кварц-серицит-углеродистые, кварц-карбонат-полевошпат-углеродистые от темно-зеленого до черного цвета мелкозернистые, сильно рассланцованные. Микроструктура лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (15–60 %) – линзовидные зерна с «оплавленными» ограничениями образуют ориентированные сланцеватости прожилковидные скопления мощностью от 0,01 до 0,1 мм. Плагиоклаз (10–15 %) – линзовидные зерна интенсивно альбитизированы, входящие в состав прожилковидных скоплений. Серицит (до 5 %) – тонкие чешуйки и иголки равномерно распределены по всей массе породы. Углеродистое вещество (25–60 %) – черный непрозрачный пылевидный минерал образует мономинеральные ориентированные прожилки мощностью от 0,02 до 0,08 мм.

Сланцы хлорит-альбит-кварцевые преимущественно мелкозернистые, светло-серого, светло-серо-зеленого цвета интенсивно перемяты, вплоть до плейчатой текстуры. Микроструктура лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (до 20 %) и альбит (до 25 %) выполняют основную массу породы. Зерна сильно деформированы, ограничения нечеткие, зазубренные. Серицит (12–20 %) – тонкие иголки образуют мономинеральные тонкие ориентированные прожилки среди хлоритовых полос. Хлорит (до 60 %) – короткочешуйчатый минерал равномерно распределен по всей массе породы, редко образует линзовидные скопления. Породы иногда подвергнуты карбонатизации, при этом содержание кальцита достигает 30 %.

Кварцитопесчаники – тонкослоистые темно-зеленые, светло-серые, светло-зеленые и белые породы. Микроструктура гранобластовая. Минеральный состав: кварц (20–60 %) – мелкие и крупные субидiomорфные зерна выполняют основную массу породы. Серицит (10–30 %) – иглоподобные зерна, образующие субпараллельные прослои. В подчиненном количестве отмечаются чешуйки хлорита (до 8 %), биотита (до 12 %) и округлые редкие зерна эпидота (до 3 %). Из акцессорных минералов присутствует апатит.

Тренды распределения РЗЭ сланцев хомасьинской свиты имеют слабоотрицательный характер кривых ($La/Yb = 3$), с незначительным дефицитом европия ($Eu/Eu^* = 0,75$). График лантаноидов в вулканогенно-осадочных породах имеет слабовогнутую форму с преобладанием легких элементов ($La/Yb = 13,7$), европиевая аномалия плохо выражена ($Eu/Eu^* = 0,8$).

Сумма РЗЭ колеблется от 38 (в сланцах) до 181 (в туфопесчаниках) г/т. В метасадочных породах отмечается повышенное содержание Те, в нижекларковых концентрациях находятся Li, Ni, Sr, Мо, Tl. Спектр микроэлементов вулканогенно-осадочных пород (рис. 23, 24) достаточно контрастный: породы обогащены As, Ag и обеднены Li, Co, Ni, Sr, Cd, Cs. Химический состав грубозернистой части пород отвечает аркозовым песчаникам (рис. 25), вероятно, с примесью туфогенного материала.

Отложения свиты вмещают только отдельные пункты минерализации и геохимические аномалии меди.

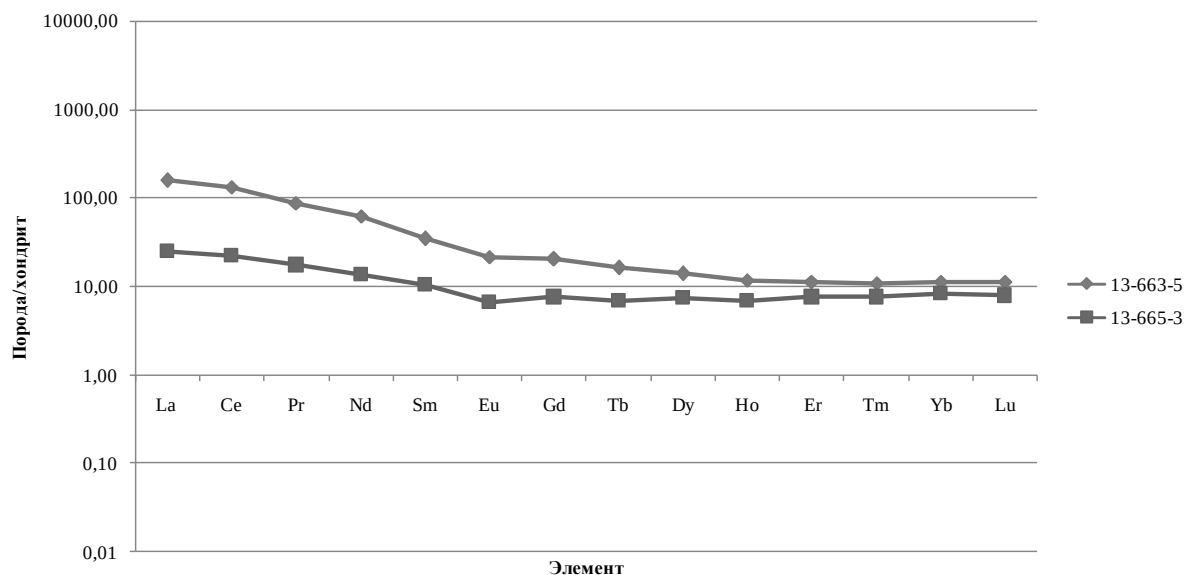


Рис. 23. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в сланцах хомасьинской свиты.

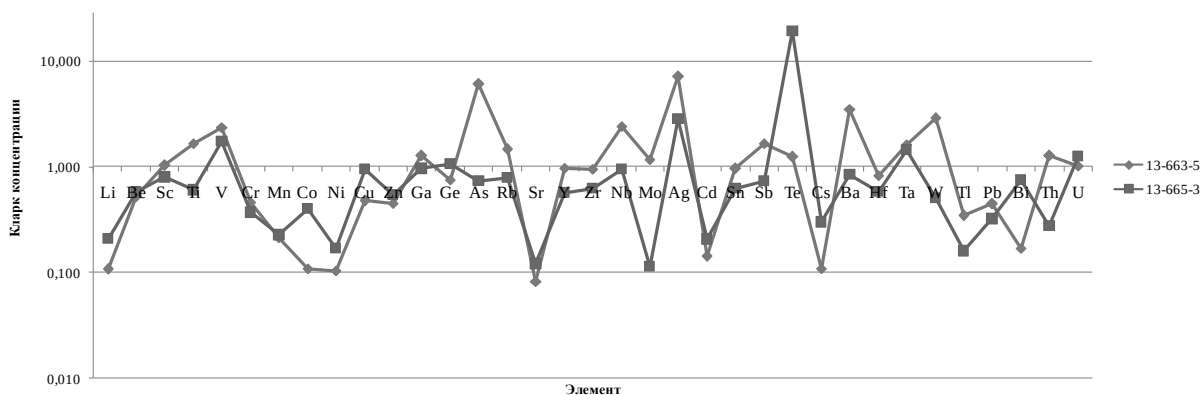
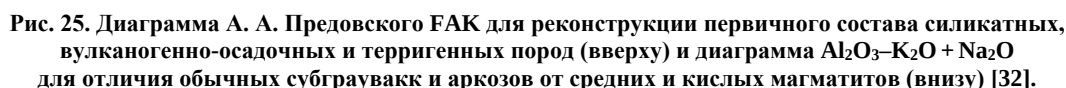
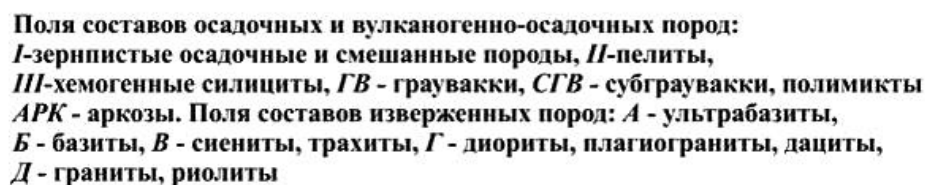


Рис. 24. Спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в вулканогенно-осадочных породах хомасьинской свиты.



Возраст хомасьинской свиты принимается ранне-среднеордовикским на основании находок фауны трилобитов *Geragnostus daedalus* Ancigin (in coll.), *Euloma* sp., *Macropyge fastigata* Ancigin (in coll.), *Asaphellus nelkajugensis* Ancigin (in coll.) в более северных районах (р. Нелка-Юган на Приполярном Урале, определения Н. Я. Анцыгина) [106]. Мощность отложений – 1000–1500 м [56].

Хыдейская свита (O_2hd) выделена К. А. Львовым в 1949 г. на массиве горы Тельпос-Из близ истоков руч. Хыдеель. Отложения свиты имеют ограниченное распространение на изучаемой площади и зафиксированы лишь в бассейне р. Щугор в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где слагают крылья Верхнешугорской грабенсинклинали. Верхняя граница проводится по смене терригенной ассоциации пород карбонатными осадками шугорской серии.

Отдельные выходы пород свиты закартированы на левых притоках р. Щугор (ручьи Каскадный и Рогатый, р. Понья) [7]. Разрез представлен переслаивающимися филлитовидными зеленовато- и буровато-серыми сланцами, алевроитовыми и известковистыми, слюдистыми кварцитовидными песчаниками и алевролитами, с прослоями мраморизованных известняков. Породы метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев.

В магнитном поле отложениям свиты соответствуют субмеридионально вытянутые протяженные отрицательные аномалии интенсивностью –200 нТл. Выходы пород достаточно точно картируются (западная граница) по контуру гравитационной отрицательной аномалии от –4 до –6 мГал. На спектрзональных снимках отложения фиксируются в серо-оранжевых и светло-фиолетовых фототонах.

Сланцы зеленовато-серые филлитовидные мелкозернистые интенсивно рассланцованы. Микроструктура лепидогранобластовая. Минеральный состав: плагиоклаз (до 35 %) – удлиненные субидiomорфные таблитчатые зерна с полисинтетическими двойниками, характер угасания прямой, угол 36° (андезин); кварц (15–20 %) – мелкие изометричные зерна вместе с плагиоклазом выполняют основную массу породы; хлорит (до 15 %) – удлиненные ориентированные чешуйки, равномерно распределенные по всей массе. Породы значительно карбонатизированы, содержание карбоната до 30 %.

Песчаники – слюдистые мелко- и среднезернистые слабо рассланцованные породы серого и серо-зеленого цветов. Микроструктура гранолепидобластовая. Минеральный состав: кварц (25–30 %) – мелкие и крупные изометричные зерна с включениями, отражающими процесс грануляции кварца, выполняют основную массу породы; КППШ (15–25 %) – изометричные зерна, интенсивно пелитизированные, входящие в эдукт породы; мусковит (40–50 %) выполняет интерстиции между кварцем и КППШ, образуя при этом мономинеральные тонкополосчатые и линзовидные скопления. Интерференционная окраска ярко-золотисто-зелено-синяя третьего порядка. Рудный минерал (до 5 %) – в виде округлых черных изотропных зерен, образующих равномерно распределенные скопления по породе.

Среднеордовикский возраст свиты принимается по положению в разрезе ниже фаунистически охарактеризованных карбонатных толщ шугорской серии, а также на основании находок в прослоях известковистых песчаников и алевролитов *Angarella* cf. *Mirabilis* Assatk., *Cariocrinidae*, тонкостенных брахиопод и конодонтов. В северных районах, на р. Кожим аналог хыдейской свиты – салецкая свита – охарактеризована фауной верхнего аренига и лланвирна [2]. Мощность отложений – 350–900 м.

Щугорская серия ($O_{2-3}sc$) выделена К. А. Львовым (Львов, 1959) в ранге свиты со стратотипом на р. Щугор, где к ней была отнесена вся карбонатная часть ордовика, охватывающая отложения среднего–верхнего отделов. На площади образования серии имеют широкое распространение в бассейне р. Щугор в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где слагают ядерную часть Верхнешугорской грабенсинклинали.

В стратотипе щугорская свита (серия) делится на две подсвиты: нижнюю, представленную известняками, в том числе мраморизованными криноидными с *Trigonocyclicus* cf. *vajgatschensis* Yelt. et Stuk., *Hemicosmites* sp. и др., и известково-глинистыми сланцами; и верхнюю, сложенную глинистыми известняками, мергелями, реже доломитами с *Platystrophia* ex gr. *linx* Eichw. и др. [2]. Решением IV УрМСС щугорская свита переведена в ранг серии.

На изученной площади серия представлена известняками слоистыми серыми и темно-серыми, в нижней части – белыми и светло-серыми мраморизованными с прослоями шламовых, песчаных, алевроитовых и органогенно-детритовых известняков с неопределимыми остатками криноидов и брахиопод, известковистых алевролитов.

На меридиональном отрезке р. Щугор в районе устья р. Понья (выше и ниже его) картируются протяженные выходы нижних горизонтов серии. Пачка (100 м) светло-серых и белых массивных, часто сланцеватых, преимущественно крупнокристаллических слюдистых мраморов с прослоями и тонкими слоями кварц-хлорит-серицитовых известковистых сланцев представляет собой основание толщи. В мраморах часто отмечается интенсивная пиритизация [7]. В этой же толще отмечается переслаивание (100–150 м) светлых массивных мраморов и мраморизованных известняков с серыми, иногда пятнистыми сланцеватыми мраморизованными, нередко слюдисто-глинистыми, известняками. Здесь же отмечаются пласты от 0,2 до 2 м органогенно-обломочных перекристаллизованных криноидных, мшанковых, водорослевых и других известняков, в которых на правом берегу р. Щугор в 2 км ниже устья руч. Мороинский Г. И. Дашкевич и В. И. Кузнецовым [7] собраны криноидеи (определения В. С. Миличиной, 1984) – *Apertocrinus* cf. *apertus* Yelt. et Stuk., *Dianthocoeloma* cf. *kegelensis* Yelt., позволяющие отнести включающие их отложения к чердынскому и тыпольскому горизонтам среднего–верхнего ордовика. Выше залегает толща (300–400 м) серых темно-серых (буроватых), иногда сланцеватых известняков, в нижней части которой фиксируются пачки мощностью 10–40 м тонкокристаллических мраморизованных известняков белого, желтоватого и розоватого цвета, сменяющихся темно-серыми, почти черными, иногда тонкополосчатыми доломитизированными известняками [7].

Отложения характеризуются однородным магнитным полем, интенсивность которого отрицательная (–200 нТл). Гравитационная составляющая положительная, повторяющая субмеридионально вытянутую в центральной части листа рисовку аномалии интенсивностью 4 мГал. На спектрзональных снимках преобладающий цвет фототона – серо-оранжево-розовый.

Известняки мраморизованные – породы от белого до светло-серого и желтовато-молочного цвета, на который влияет содержание тонких хлорит-серицитовых, карбонатных либо кварц-карбонатных прожилков. Структура среднезернистая; текстура сланцеватая, плейчатая. Микроструктура лепидогранобластовая. Минеральный состав: карбонат (31–70 %) – угловатые зерна с редкими полисинтетическими двойниками и перламутровой интерференционной окраской второго порядка, часто выполняющие основную массу породы. Округлые зерна кварца (20–35 %) образуют порфировидные скопления. Мелкие игольчатые зерна серицита (7–30 %) образуют мономинеральные микроплейчатые сростки. Второстепенным минералом является плагиоклаз (2–4 %), представленный редкими мелкими таблитчатыми зернами с полисинтетическими двойниками, которые по углу угасания относятся к олигоклазам (№ 23). Рудный минерал – пирит (до 5 %) в виде квадратных и угловатых мелких зерен, который равномерно распределен по всей массе породы, черный, изотропен.

Верхняя граница стратона в долине р. Щугор проведена по появлению доломитов и доломитизированных известняков с лlandoверийской фауной [7]. Мощность отложений – до 650 м.

Польинская свита (O_{2-3pl}) выделена К. А. Львовым (1959 г.) по р. Поля. Отложения свиты имеют ограниченное распространение на площади и представлены лишь в северо-восточной части листа Р-40-VI в верхнем течении рек Бол. Турупья и Понтсайтя (восточная часть Керсаньинской пластины – (К) в составе Присалатимского аллохтона Сакмаро-Лемвинской структурно-формационной зоны.

Нижняя граница с отложениями хомасьинской свиты согласная и проводится по подошве первого горизонта углеродистых алевролитов, тогда как верхняя – тектоническая. Обнаженность свиты плохая, в основном это небольшие гривки высот с элювиальными развалами и редкие обнажения у уреза воды.

Состав пород свиты довольно однообразный – сланцы углеродисто-кремнистые, углеродисто-серицит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые, углеродистые кварциты и алевролиты. К верхней части разреза приурочены интенсивно рассланцованные углеродисто-кремнистые сланцы с мелкой сульфидной вкрапленностью. Простираие пород субмеридиональное, согласное с общим субмеридиональным простираием толщ (аз. пад. 110–120° $\angle$ 65–75°). Содержание углеродистых прослоев в породах неоднородно и колеблется от 5–10 до 90 %. Сульфидная вкрапленность представлена в основном пиритом, который располагается по сланцеватости породы, приурочиваясь к прослоям, выполненным углеродистым веществом. Средняя часть толщи сложена рассланцованными углеродистыми кварцитами темно-серого, почти черного цвета. В породах наблюдается тонкое переслаивание кварцитовых слоев и углеродистых пропластков. Видимая мощность этой части разреза – до 50 м. Основание свиты представлено зеленосланцевым разрезом, где наибольшим распространением пользуются

кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые разности. Так, в междуречье Бол. Турупья–Мал. Туяхланья, на вершине высоты с отметкой 489,6 м породы представлены зеленовато-серыми плотными хлорит-серицит-кварцевыми сланцами по мелкозернистым алевропесчаникам. Соотношение сланцев с кварцитами согласное при субмеридиональном простирании (аз. пад. 100–110° / 60–70°).

Южнее отмечаются прослои филлитовидных сланцев и вишневых филлитов. Иногда картируются маломощные прослои и линзы розовато-серых массивных мраморизованных известняков. В известняках определены водоросли: *Labirinthachitina* sp.(?) и фораминиферы *Eoammosphaeroides* sp.(?), *Paraturamma* sp.(?), *Paracalligella* sp.(?), *Parastegoamma* sp.(?), *Vicinesphaera* sp., *Maylisoria* sp., *Blastamina inflata* E. Byk., *Ordovicina legeniformis* E. Byk., *Serginella* sp.(?), *Archaeosphaera* sp., датирующие отложения средним ордовиком [7, 100]. Естественная радиоактивность пород – 10–13 мкР/ч. Часто выходы этих пород смяты в изоклинальные складки.

На АФС и КС дешифрируется по линейно-штриховому рисунку, отражающему общее простирание пород. Поле силы тяжести положительное (46–48 мГал); магнитное поле варьирует от –400 до –500 нТл.

Возраст свиты принят средне-позднеордовикским на основании находок руководящей органики. Севернее, в кремнистом прослое обнаружен граптолит *Amplexograptus* aff. *prominens* (Barr.), позволяющий датировать данные отложения поздним ордовиком (вероятно, уровень зоны post-Dicellograptus complanatus) [17, 84]. Мощность отложений – до 600 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Шемурская свита (O_3-S_1sm) выделена М. Ф. Заболотской в 1960 г. на хр. Шемур в пределах Среднего Урала. В стратотипическом разрезе она подразделена на две подсвиты. На территории листа образования свиты не расчленены. Отложения свиты прослеживаются в виде узкой полосы шириной 2–3 км на юге площади в междуречье Яныманья и Хомес в пределах Хорасюрского сегмента (X) Западно-Тагильского моноклинория Тагильской складчато-надвиговой мегазоны (ТМ).

В магнитном поле образования свиты характеризуются положительными локальными магнитными аномалиями амплитудой от 0 до 200 нТл, при этом на границах с вмещающими породами располагаются отрицательные локальные магнитные аномалии амплитудой от 0 до –300 нТл. Направление силовых линий повсеместно совпадает с простиранием пород. Гравитационное поле высокоградиентное, амплитудой от 60 до 80 мГал, так же как и магнитное поле, совпадает с простиранием пород.

Соотношения с прорывающими интрузивными образованиями не ясны из-за широко проявленных дизъюнктивов меридионального направления, секущих породы на всем их протяжении.

Свита включает базальты, аповулканогенные сланцы основного состава, реже андезибазальты, риодациты с маломощными прослоями алевролитов. В формационном отношении образования свиты принадлежат к риолит-базальтовой формации, развивающейся на стадии примитивной и юной островной дуги. Мощность отложений шемурской свиты существенно уменьшена из-за интенсивной тектонической нарушенности и широкого развития молодого интрузивного магматизма кислого и основного состава.

Для базальтов характерны афировая и мелкопорфировая структуры, миндалекаменная текстура. Вкрапленники представлены большей частью плагиоклазом, реже пироксеном, который часто замещается амфиболом. Основная масса темно-зеленого цвета, обычно хлоритизирована и эпидотизирована. Часто в породах встречается вкрапленность пирита (до 2 % и более). Микроструктура – пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая. Другие разновидности вулканитов на исследуемой территории не отмечены.

Породы подвержены метаморфическим и метасоматическим преобразованиям, наиболее интенсивно проявленным в экзоконтактовых ореолах интрузий петропавловского комплекса, где имеют широкое распространение зоны окварцевания, эпидотизации, пиритизации, цеолитизации. Метасоматические изменения выражены в проявлении пропилитизации и березитизации. С метасоматитами связаны единичные проявления и пункты минерализации меди, цинка и золота.

Петрохимические данные подтверждают принадлежность этих образований к базальт-риолитовой формации островных дуг. Они соответствуют толеитовой серии натриевого типа с несколько повышенным количеством магнезии (до 13 %) и щелочей (Na до 3,5 %) в пикробазальтах. По геодинамическим построениям базальты соответствуют образованиям энсиматических островных дуг и, частично, срединно-океанических хребтов.

На площади листа к вулканогенно-осадочным породам шемурской свиты приурочены пункты минерализации меди. За пределами листа Р-40-VI вулканы базальт-риолитовой формации вмещают проявления и месторождения медно-цинково-колчеданной рудной формации.

Позднеордовикско-раннесилурийский возраст образований свиты обоснован многочисленными находками конодонтов в прослоях яшмоидов в разрезах Среднего и Северного Урала, южнее исследуемой территории. Мощность отложений – 1000–2000 м.

Табаротинская серия (O_3-S_{1tb}) представлена в северо-западной и центральной частях листа в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где слагает восточное крыло Патокской синформы и ядерную часть Верхнешугорской грабенсинклинали. В ранге серии, объединяющей яптикшорскую, джагалскую и филипппельскую свиты, введена М. А. Шишкиным (Шишкин, 1998ф).

В поле развития магнитных аномалий выходы пород табаротинской серии приурочены к субмеридионально вытянутым отрицательным аномалиям интенсивностью от –200 до –300 нТл. В гравитационном поле соответствуют полям развития отрицательных аномалий от –8 до –18 мГал. На спектрональных снимках отложения не имеют четких контуров, лишь окрашены в пятнистые ярко-зеленые спектры.

В широтном течении р. Щугор нижняя часть разреза серии (80 м) представлена темно-серыми массивными доломитизированными известняками с остатками фауны табулят и брахиопод, встречающихся в самых верхах ордовика и в нижней части лландовери. Выше лежит толща (250 м) темно-серых и черных, часто битуминозных доломитов, в отдельных горизонтах брекчиевых, переслаивающихся с темно-серыми доломитизированными известняками с фауной брахиопод и кораллов среднего–позднего лландовери. Завершают разрез (200–220 м) черные толстоплитчатые мелкобрекчиевые доломиты с маломощными (0,3–0,4 м) прослоями ленточнослоистых доломитов. Брекчиевые разности содержат кремнистые конкреции и окремненные стороматопоры [7]. В меридиональном течении р. Щугор (в 0,4 и 4 км ниже устья р. Пеленкурья) на правом берегу Г. И. Дашкевич и В. И. Кузнецовым [7] закартированы разрезы черных, темно-серых средне-толстоплитчатых массивных битуминозных доломитов и доломитизированных известняков. Выше по разрезу отмечаются выходы серых, темно-серых тонкоплитчатых сланцеватых углисто-глинистых известняков с галькой более темных массивных тонкокристаллических углистых известняков. В доломитизированных известняках обнаружены конодонты *Acodus* cf., *Acodus similis* Rhodes, датирующие данные отложения верхним ордовиком–нижним силуром [7].

В северо-западной части листа на участке северного склона высоты с отметкой 1085,6 «Няртсю» в русле реки авторами закартирован 400-метровый разрез известняков, включающий разновидности мелкозернистых пород от темно-серой до светло-серой окраски, реже белой, с бежевым оттенком. Отмечаются углеродсодержащие и битуминозные разности; мелкие фаунистические остатки нацело замещены кальцитом. В разрезе преобладают брекчиевые известняки, характерные для рифовых построек и типичные для образований табаротинской серии. Основная масса и обломки представлены одними и теми же углеродсодержащими известняками. Размер обломков – до 3–5 см. Текстуры пород сланцеватые, брекчиевые. Коренной выход рассечен системами разнонаправленных трещин: аз. пад. $305^\circ \angle 50^\circ$, $35^\circ \angle 75^\circ$, $210^\circ \angle 85^\circ$, $140^\circ \angle 20^\circ$. По системе трещиноватости аз. пад. $305\text{--}310^\circ \angle 50\text{--}70^\circ$ известняки подвергнуты интенсивному рассланцеванию и вмещают будинированные кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы, а также маломощные зонки тектонических брекчий.

Известняки массивные и слаботрещиноватые, черного цвета. Микроструктура панидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (2–8 %) – изометричные зерна полностью сосюритизированные; карбонат (92–98 %) выполняет основную массу породы, зерна угловатые с редкими полисинтетическими двойниками и перламутровой интерференционной окраской.

Верхний контакт серии наблюдался только на сопредельных с северо-запада территориях, где проводится по появлению в доломитовом разрезе массивно-плитчатых органогенных известняков с фауной венлокского яруса (Шишкин и др., 2000). Мощность отложений серии составляет 500–550 м.

Седьельская свита (S_{2sd}) развита на крайнем северо-западе площади в пределах Бельско-Елецкой СФЗ, где слагает ядерную часть Патокской синформы. Отложения свиты картируются только в широтном течении р. Щугор, где описаны наиболее представительные разрезы (до 180–240 м) [7].

Нижняя часть свиты представлена толщей (80 м) темно-серых толстоплитчатых массивных доломитизированных известняков с остатками перекристаллизованных табулят и брахиопод, в отдельных слоях – брекчиевыми доломитами. Выше залегает пачка (250 м) темно-серых и черных, часто битуминозных, доломитов, иногда брекчиевых, переслаивающихся с темно-серыми толстоплитчатыми неяснослоистыми доломитизированными известняками, содержащими перекристаллизованные брахиоподы, табуляты и мшанки [7]. Здесь А. Г. Кондаиным собраны *Clathrodictyon* ex gr. *fastigiatum* Nich., *C. regulare* Ros., *C. cylindricum* Var., *Mesofavosites* sp., *Megalomus* sp., *Multisolenia* ex gr. *tortuosa* Freitz., *Stromatopora typica* Ros., *Kyphophyllum* ex gr. *Elkinense* Syt., *Favosites* sp., датирующие вмещающие их карбонаты венлокским веком [19]. Мощность отложений может достигать 300–350 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские образования осадочного чехла, распространенные в юго-восточной части площади листа и занимающие не более 2 % ее, принадлежат к Приуральской структурно-фациальной зоне (Северо-Приуральская подзона) Западно-Сибирской СФцМО. Они с размывом и значительным угловым несогласием залегают на породах палеозойского фундамента и перекрываются четвертичными отложениями, суммарная мощность которых достигает 60 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система представлена комплексом пород, состоящим из двух формаций (снизу вверх): континентальной угленосной, включающей яны-маньинскую и тольинскую свиты; нормально-морской терригенной, включающей маурыньинскую и лопсинскую свиты. В связи с отсутствием наблюдений на площади описание отложений юрской системы дается по материалам сопредельных территорий с юга и востока [66, 84] в соответствии с серийной легендой [56] и схемами IV УрМСС.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Яны-маньинская свита ($J_{1-2}jm$) выделена В. А. Лидером [87] в бассейне р. Сев. Сосьва на восточном склоне Приполярного Урала. Отложения свиты со значительным угловым несогласием залегают на палеозойских образованиях. Состав свиты – глины аргиллитоподобные, алевролиты углистые, пласты бурых углей, в основании – кварцевые гравелиты и конгломераты.

Разрез представлен терригенными континентальными (угленосными) отложениями – переслаивание глин аргиллитоподобных, алевролитов с невыдержанными пластами бурых углей и аргиллитов углисто-лептохлоритовых, углистых серых и коричневых, редко превышающих 1,5–2,0 м по мощности. В нижней части разреза мощная пачка крупнозернистых песков и песчаников глауконитовых зеленых и зеленовато-серых мощностью до 60 м. В верхах разреза зафиксирован мощный невыдержанный угольный пласт сложного строения мощностью 12–13 м. Согласно перекрывается отложениями тольинской свиты.

Возраст отложений (геттанг–ааленский) устанавливается на основе спорово-пыльцевого анализа. «...Отличительной чертой СПК плинсбахского возраста является преобладание пыльцы, особенно *Piceites*, *Pinaceae*, *Paleopicea asaccatus* Bolch., *Disaceites*. Встречается незначительное количество форм древнего облика – *Alisporites pergrandis* (Bolch.), *Dipterella oblatinoides*. Наряду с этим присутствуют *Podozamites*, *Ginkgoales*, *Araucariaceae*, *Bennettitales*, *Clasopopolis*. В споровой части преобладают *Osmundacidites* и *Stereisporites* (*S. incertus* Bolch., *S. congregatus* (Bolch.) Schulz), а также группа *Leiotriletes*. Обязательно участие *Marattisporites*, *Licopodiaceae*. В СПК тоарского века в споровой части преобладает группа *Leiotriletes*, по-прежнему велико содержание *Osmundacidites*. Сокращается участие *Stereisporites*, но усили-

вается роль *Marattisporites*. Часто присутствуют *Camptotriletes tenellus* Naum et Iljina и *Circellina bicycla* Mal. В пыльцевой части спектра наибольшую долю составляют *Pinaceae* (*Piceites*), *Coniferales*, *Bennettitales*, *Ginkgoales*. Для СПК ааленского века характерно снижение содержания спор тропических растений – до единичных находок, усиление роли *Leiotriletes*, *Osmundacidites*, *Disaccites*, *Piceites*, *Ginkgoales*, а также появление *Sciadopitys affluens* (Bolch.) Rovn.» [84]. Мощность свиты – 70–110 м.

Тольинская свита (J_2tl) выделена В. А. Лидером [87] в бассейне Сев. Сосьвы. Разрез характеризуется терригенными угленосными отложениями лагун; представлен наклонно залегающими (до 5°), косослоистыми серыми песчаниками кварц-лептохлоритовыми, аркозовыми с прослоями аргиллитов и алевролитов, пластами бурого угля и редкими горизонтами конгломератов. В основании обычно развита мощная пачка песчано-гравийных пород полимиктового и кварцевого составов. Завершается разрез свиты относительно выдержанным угольным пластом, мощностью до 10–11 м. Образования свиты с небольшим размывом залегают на отложениях яны-маньинской свиты.

Отмечается богатый набор спорово-пыльцевых комплексов «... В комплексах доминируют споры *Leiotriletes*, *Osmundacidites*, *Coniferales* при сопутствующих *Stereisporites*, *Dipteridaceae*, *Marattisporites*, *Clathropteris* sp., *Duplexisporites* sp., *Tripartina variabilis* Mal., *Gleichenia*. В пыльцевой части спектра на фоне высоких содержаний *Araucariaceae* присутствуют *Disaccites*, *Podocarpidites* sp., *Piceites* sp., *Pinaceae*, *Quadraculina limbata* Mal. Появляются определяющие формы *Sciadopitys* sp., *S. affluens* (Bolch.) Rovn.» [84]. Возраст свиты определяется ааленским (верхи) – байосским–батским веками («Легенда..., 2009» [56]). Мощность отложений – 40–80 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Маурыньинская свита (J_{2-3mr}) была выделена П. Ф. Ли (1960 г.) в бассейне Сев. Сосьвы (р. Маурынья) на восточном склоне Приполярного Урала. Отложения свиты являются образованиями, переходными от континентальных к морским, и в большинстве случаев залегают на осадках тольинской свиты согласно, без перерыва, в редких случаях с незначительным размывом или же непосредственно на палеозойском фундаменте (обычно в западных прибортовых частях впадин). Верхняя граница с образованиями лопсинской свиты согласная.

В основании разреза залегают уплотненные слюдистые тонкоплитчатые глины, темно-серые с шоколадным оттенком аргиллиты и алевролиты с мелким растительным детритом и крупными обломками лигнита, стяжениями марказита. В некоторых случаях в основании свиты отмечаются горизонты мелкозернистых песчаников. Отложения нижней части разреза содержат «...фораминиферы вида *Ammodiscus uglicus* Ehrem. (с подвидом *A. uglicus ehremeevi* Dain), *Trochammina* sp. и др., что указывает на переходные слои келловей–нижний оксфорд. В СПК этой пачки, по сравнению с тольинской свитой, резко возрастает роль спор, характерных для верхней юры – *Dicksonia jatraca* Rovn., *Sciadopitys affluens* (Bolch.) Rovn., *Gleicheniidites*, *Klukisporites*» [84].

Верхняя часть разреза представлена темно-серыми с зеленоватым оттенком алевролитами, с примесью зерен глауконита, сидеритовыми конкрециями, морской фауной (аммониты, пелциподы и др.), крупными углефицированными остатками древесины (скв. 169) с установленным комплексом «...фораминифер с *Recurvoides disputabilis*, большое количество микрофитопланктона – *Histrichosphaeridac*, *Pareodinia*. В СПК преобладают споры *Gleicheniidites* (*G. umbonata* Bolch., *G. laeta* Bolch.), *Dicksonia jatraca* Rovn. и пыльцы *Classopolis* sp., *Sciadopitys affluens* Rovn.» [84].

Возраст (поздний бат–оксфорд) обоснован находками аммонитов *Ringsteadia frequens* Salfeld, *R. marstonensis* Salfeld, фораминифер *Recurvoides eotrochus*, *R. disputabilis*, *Lenticulina solita*, *Ammodiscus uglicus*, *A. pseudoinfimus*, *Tolypammia svetlanae*, а также флоры трех комплексов миоспор [56]. Мощность свиты – 20–40 м.

Лопсинская свита (J_3lp) впервые выделена В. А. Лидером [87]. Закартирована при изучении разрезов на сопредельной с юга площади [69]. Отложения свиты без следов перерыва в осадконакоплении залегают на породах маурыньинской свиты.

Нижняя часть разреза представлена аргиллитами каолин-гидрослюдистыми, углистыми и песчанистыми в основании, содержащими известковистые образования и марказитовые стяжения, а также в верхних горизонтах разнообразную морскую фауну. Выше по разрезу отмечает-

ся однообразная толща слюдистых алевролитов с глауконитом, гидрослюдистых аргиллитов и гидрослюдисто-бейделлитовых глин. В пойменной части долины р. Яныманья (за пределами листа) на участке, примыкающем к палеозойскому уступу, закартированы выходы темно-серых гидрослюдистых аргиллитов с пропластками известняков и серовато-зеленых гидрослюдисто-бейделлитовых глин, относящихся к верхней части разреза лопсинской свиты [69].

Возраст свиты (кимеридж–средний титон) обоснован многочисленными находками аммонитов (*Amoeboceras beaugrandi* Sauvage, *Am. kitchini* Salf., *Rasenia orbigni* Tornq. и др.), белемнитов (*Pachyteuthis kirghisensis* d'Orb), пластинчатожаберных, комплексами фораминифер с многочисленными *Recurvoides sublustris* Dain, *Pseudolamarkina lopsiensis* Dain, *Lenticulina michailovi*, *L. jatriensis* Dain. и т. д. [69, 84], что не противоречит легенде [56, 71]. Мощность отложений – до 100 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на площади листа распространены практически повсеместно при широком генетическом их разнообразии: от континентальных (гравитационно-склоновые, ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные, озерные) в горной зоне до аллювиально-морских на востоке листа, на границе с Западно-Сибирской низменностью. В западной и центральной частях территории они развиты в границах горного сооружения Северного Урала (Патокско-Уньинский и Манья-Ляпинский районы Уральской СФцЗ), на востоке – в пределах Западно-Сибирской низменности (Сосьвинско-Белогорский район Западно-Сибирской СФцО). Преобладающим развитием пользуются континентальные образования склонового ряда и водно-ледниковые отложения неоплейстоцена. Максимальная мощность четвертичных образований – около 60 м.

Несмотря на то, что первые сведения о четвертичных отложениях территории появились достаточно давно, степень их изученности в целом невысокая и неравномерная в силу труднодоступности и сильной залесенности местности, существенно затрудняющих передвижение и картирование. Наибольшей детальностью расчленения плейстоценовых отложений характеризуются участки проведения поисковых работ на золото в северо-восточной части площади листа, в бассейнах рек Туяхланья, Талтма и Волья.

Последние геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 проводились здесь в 1980-е годы [7]. На прилегающих листах подобные исследования сравнительно недавно были выполнены АО «Миреко» под руководством В. А. Жаркова [70] и С. И. Кириллина [76, 77]. Расчленение четвертичных образований произведено в соответствии с Легендами Северо-Уральской ГГК-200/2 [56] и Уральской ГГК-1000/3 [71] серий листов, унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Урала.

Выделяемые авторами рыхлые отложения подразделяются на эоплейстоцен-нижнеэоплейстоценовые, средне- и верхнеэоплейстоценовые, объединенные верхнеэоплейстоцен-голоценовые и голоценовые.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Наиболее древними образованиями эоплейстоцена–неоплейстоцена на территории листа являются полигенетические осадочные образования талагайкинского горизонта, представленные алымьинской толщей в пределах Сосьвинско-Белогорского района Западно-Сибирской СФцЗ. Отложения алымьинской толщи, их возраст, генезис и вещественный состав, условия и площади распространения впервые были охарактеризованы П. П. Генераловым. Данные отложения имеют ограниченное распространение и показаны в юго-восточной части площади для увязки с ранее изданным листом Р-41-I [84].

Талагайкинский горизонт

Алымьинская толща. Аллювиальные и аллювиально-морские отложения (a,amE-lal?) нерасчлененные представлены супесями, песками разнотерристыми, алеври-

тами серыми с гравием и галькой (до 20 %). Реже разрез сложен алевроитами светло-серыми тонкослоистыми с редкими гравием, галькой, а также с единичными прослоями песчано-галечных смесей, мощностью до 4 м. По всему разрезу встречаются включения вивианита. Среди песков преобладают мелко-среднезернистые разности с редкими линзами крупнозернистых. Слоистость косая, на отдельных участках параллельная. В составе обломков преобладают кварциты, гранитоиды, вулканиты кислого и основного составов, жильный кварц. В обломках встречены переотложенные бурожелезняковые конкреции, крошка и куски угля. В разное время данные образования были закартированы и изучены предшественниками в береговых обрывах рек Маньманья, Волья и других водотоков, а также вскрыты скважинами на их междуречье на абс. отм. 90–100 м. В западной части листа Р-41-І [84] алымьинская толща представлена только отложениями нижней подтолщи.

Подстилающими породами для описываемых образований предполагаются аллювиально-морские и ледниково-морские отложения позднего неогена (плиоцена) маньняйской свиты, на которых четвертичные осадки залегают с размывом и стратиграфическим несогласием [2]. Перекрываются они как ледниковыми, водно-ледниковыми (вангерьюская морена) или озерно-аллювиальными отложениями среднего неоплейстоцена, так и более молодыми (поздненеоплейстоценовыми до голоценовыми) полигенетическими осадками – аллювиальными и озерно-болотными.

Минеральный состав отложений весьма разнообразный и включает более 30 минеральных видов. Наиболее яркой его особенностью является наличие практически во всех частях разреза глауконита (десятки и сотни зерен), повышенные количества ильменита (до первых кг/м³), присутствие конкреций и псевдоморфоз пирита–марказита.

Из разрезов по рекам Талтма и Волья (Н. Б. Дрожащих) определены спорово-пыльцевые спектры, которые (по заключению Н. Ю. Аникиной) характеризуют степной или лесостепной тип растительности с развитием травяного (разнотравно-злакового) покрова на открытых пространствах слабозалесенных долин рек и в прочих понижениях рельефа. Именно в этой части территории листа, по данным предшественников, был найден позвонок неогенового(?) кита [2].

На аэро- и космоснимках ранненеоплейстоценовые отложения практически не выражаются в связи с тем, что они перекрыты более молодыми ледниковыми (средненеоплейстоценовыми) образованиями и современным палюстрием. На спектрально-космоснимках слабо проявленная крупная пятнистость в распределении окраски от светло-фиолетово-розовой до зелено-вато-серой свойственна для бассейновых осадков.

Возраст отложений принимается условно как эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовый на основании геологических соотношений с перекрывающими ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями среднего неоплейстоцена (вангерьюский гляциал и гляциофлювиал), данных спорово-пыльцевого анализа, проведенного предшественниками, что не противоречит Легенде Уральской серии листов [71]. Мощность отложений – до 20 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Среднеуральский надгоризонт

К образованиям среднего неоплейстоцена отнесены ледниковые и водно-ледниковые отложения вангерьюской свиты, закартированные предшественниками [2, 70, 76, 77] в северо-западной части площади листа в пределах Уральской СФцЗ (Патокско-Уньинском районе) и фрагментарно на востоке в Западно-Сибирской СФцО [79, 84, 108]. Данные отложения отнесены к аккумулятивным образованиям максимального покровного оледенения. Здесь же представлены озерно-аллювиальные отложения (лимноаллювий) исетской террасы, отражающие этап обширной аккумуляции вне горного сооружения Урала [76, 77]. Предшественниками ледниковые аккумулятивные отложения рассматривались совместно как единый комплекс. Расчленение гляциогенных образований среднего неоплейстоцена произведено авторами с некоторой долей условности на основе литологических и минералогических особенностей собственно ледниковых и гляциофлювиальных фаций, а также их положения в современном рельефе.

Вангеръюская морена (gllvn) представлена суглинками, реже супесями со щебнем (до 15–25 %) и галькой. Суглинки плотные неслоистые или неяснослоистые, включают мелкие линзы, иногда маломощные (до 2–3 см) прослои глин. Окраска отложений преимущественно серовато-коричневая, темно-серая пятнистая.

Обломочный материал характеризуется средней и хорошей окатанностью, степень которой возрастает по мере увеличения размеров обломков. Состав обломков представлен в основном уральскими породами, но встречаются и обломки пород мезозойского и палеогенового комплексов, развитых в пределах Западно-Сибирской равнины, – сидеритовые и известковистые конкреции с фауной остракод, глауконит-кварцевые песчаники, опоки, обломки окаменелой древесины и бурого угля. Последние распространены в морене весьма широко, как на площади листа, так и далеко за его пределами [2, 59, 79, 87] и могут рассматриваться в качестве одного из отличительных признаков самаровской морены на восточном склоне Северного и Приполярного Урала.

Ледниковые образования эпохи максимального оледенения на площади листа и на смежных территориях были установлены и закартированы предшественниками, как на восточном [79], так и на западном склонах горного массива [2]. В западных предгорьях и на широтном отрезке долины р. Щугор ледниковые отложения среднего неоплейстоцена перекрывают плиоцен-ранннеоплейстоценовые образования, тогда как на восточном склоне Урала они в основном залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента, но в ряде разрезов поискового бурения в долинах рек Воля и Туяхланья (северо-восточная часть территории листа) вангеръюская морена перекрывает осадки малососьвинской свиты позднего плиоцена [79].

Фрагменты разреза вангеръюской морены изучены в нижнем течении р. Хомес, где в береговых обрывах были установлены (снизу вверх):

4,0–3,5 м – суглинки пестрые, коричнево-бурые ожелезненные, с обломками пестрого петрографического состава (10–15 % объема породы) – кварциты, габбро, пироксениты, гранитоды, жильный кварц, уголь; суглинки плотные, тугопластичные

3,5–2,0 м – суглинки пестроцветные неслоистые с желтовато-серой основной массой, пятнистой окраской с прожилками и мелкими линзами ожелезненных тонкозернистых до алевролитистых песков. Обломки (не более 10 %) размером 5–10 см представлены в основном бурыми железняками, встречаются кварц и кварцево-слоистые сланцы; окатанность обломков слабая до средней

2,0–0,2 м – суглинки пестроцветные, пятнистые, аналогичные описанным в интервале 3,5–2,0 м, с незначительной примесью (5–7 %) гравия и плохоокатанных галек мелкого и среднего размеров. Около половины обломочного материала составляют мелкий щебень и дресва; крупные обломки представлены пироксенитами, габбро, гипербазитами

0,2–0,0 м – почвенно-растительный слой, мох

Минеральный состав отложений разнообразием не отличается. Доминируют темноцветные породообразующие минералы – амфиболы, эпидот, хлорит, пироксены, гранаты, гидроокислы железа, составляющие до 80 % тяжелой фракции. В подчиненных количествах установлены рутил, ильменит, магнетит, гематит, циркон, апатит и титанит (сфен). В малых количествах (менее 1 г/м³) присутствуют турмалин, дистен, ставролит, везувиян, пумпеллиит, пирит. Спорадически в единичных мелких знаках встречается золото (слабой до средней окатанности) [79]. Выход тяжелой фракции – 3–10 %.

По данным С. И. Комарицкого [79], в палинокомплексе, выделенном из ледниковых отложений долины р. Туяхланья, преобладают переотложенные споры и пыльца мезозойского (*Gleichenia*, *Anemia*, *Leiotriletes*, *Coniopteris*, *Schizaceae*, *Pinaceae*, *Sphagnumsporites*, *Osmunda*, *Polipodium*) и палеоген-неогенового возраста (*Mirica*, *Comptonia*, *Juglans*, *Carya*, *Platycaria*, *Quercus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Fagus*, *Aralia*, *Ilex*, *Betula*, *Alnus*, *Sequoia*, *Taxodium*, *Trudopollis*, *Aquilopollenites*), составляющие от 69 до 87 %. *In situ* в глинистых прослоях толщи установлена пыльца древесных и кустарничковых растений: *Betula ex. sect. Albae* (3–5 %), *Betula sect. Nana* (1–4 %), *Alnus sp.* (1–3 %), *Salix sp.* (0–2 %), *Pinus sibirica*, *P. Silvestris*; травянистые растения: разнотравье – 2–5 %, *Chenopodiaceae* (0–3 %), *Artemisia* (0–2 %), *Ranunculaceae* (0–2 %), *Compositae* (редко), а также споры семейств *Polypodiaceae* (1–4 %), *Sphagnaceae* (1–8 %), *Lycopodiaceae* (0–1 %). Кроме того, в пробах установлены угольная крошка, немногочисленные измельченные спикеры губок и диатомовые водоросли. По мнению Л. Г. Деревянко [79], производившей анализы, «...инситу пыльца и споры характеризуют скудную лесотундровую растительность периода похолодания среднечетвертичного времени». Сходные комплексы указы-

ваются в разрезах ряда древних эрозионно-структурных депрессий Большепатокско-Щугорского междуречья С. И. Кириллиным [76, 77] и В. А. Лидером для аналогичных образований Северо-Сосьвинского бассейна [87].

Накопление отложений, как предполагается, происходило в довольно суровых климатических условиях. Растительность того времени была представлена березовым редколесьем. Увлажненные участки были заняты ивовыми и ольховыми зарослями, а на возвышенных участках господствовали травы-ксерофиты [69].

Ледниковые отложения большей частью хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, характеризуясь серым фототонном, равномерным мелкопятнистым рисунком.

Возраст отложений по геоморфологической позиции (приуроченность к области перехода от Урала к Западно-Сибирской равнине с абс. отм. 100–160 м), положению в разрезе (с размытом залегают на халасинских песках нижнего неоплейстоцена, фациально замещаются вангерьюским гляциофлювиалом, вложению в них с размытом аллювиальных отложений верхнего неоплейстоцена) и данным спорово-пыльцевого анализа условно принимается средненеоплейстоценовым. Мощность – до 30 м.

Вангерьюский гляциофлювиал (fl/vn) имеет фрагментарное распространение в северо-западной части площади листа, где в сопряжении с вангерьюской мореной покрывает борта долин рек Волья и Хомес. Совместно с моренами они формируют холмисто-моренный ландшафт, слагаая невысокие пологие холмы и гряды, приуроченные к долинам рек и пониженным участкам рельефа. В ряде случаев на поверхности наблюдаются хорошоокатанные эрратические валуны кварцитов и гранитов. По данным В. П. Водолазской [2] и других исследователей [106], у западных подножий Урала описываемые отложения залегают на неогеновых образованиях маньинской толщи, а на восточном склоне – на вангерьюской морене. Перекрываются они аллювием террас четвертого–первого уровней, палюстринными образованиями, маломощными делювиальными или делювиально-солифлюкционными суглинками позднего неоплейстоцена–голоцена. С описанными выше гляциальными образованиями они связаны фациальными взаимопереходами как по латерали, так и по вертикали.

Отложения представлены гравелистыми песками, песками мелкозернистыми полимиктовыми (широтный отрезок долины р. Щугор [76, 77]) с прослоями мелковалунного материала. Они образуют пачки, линзы и прослои, которые местами (в бассейне р. Яныманья) разделяют морену на несколько горизонтов [97]. Галька и валуны, составляя от 3–5 до 30 % объема породы, в целом хорошоокатанные представлены разнообразными породами: гранитами, кварцитами, песчаниками и кварцитопесчаниками, эпидозитами, дунитами, габброидами, метавулканитами основного состава, зелеными сланцами и др.

В минеральном составе гляциофлювиальных отложений, как и вангерьюской морены, преобладают породообразующие силикаты (амфиболы, пироксены, хлорит, гранат); рудные минералы в ограниченном количестве представлены магнетитом, гематитом, ильменитом, реже хромитом, а в единичных знаках – окисленным пиритом. В легкой фракции шлихов доминируют полевые шпаты и кварц.

На аэрофотоснимках отложения хорошо дешифрируются по серому и светло-серому (на космоснимках – розовато-фиолетово-темно-зеленому) фототону с равномерным мелкопятнистым рисунком.

Сведений о фаунистических остатках в этих образованиях не имеется. Спорово-пыльцевым анализом в разные годы на площади листа и смежных территориях были установлены: пыльца голосеменных *Picea* sp. (5–10 %), *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr. (50–58 %), *Pinus silvestris* L. (1–5 %), *Abies* sp.; покрытосеменные: *Betula* sp. (4–13 %), *Alnus* sp., *Chenopodiaceae* gen. sp., *Onagraceae* gen. sp., *Salix* sp. Кустарниковые и травянистые растения представлены *Gramineae* gen. sp., *Ericaceae* gen. sp., *Compositae* gen. sp. Комплекс спор представлен *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium* sp., *Saliginella*, *Filicales* sp., *Selaginoides* L. [79, 97, 106]. Подобный спорово-пыльцевой комплекс характеризует бедную тундровую растительность периода похолодания климата в среднем неоплейстоцене.

Есть также информация о находках фрагментов пресноводных и морских губок, пыльцевых зерен и спор из меловых (*Osmunda*, *Gleichenia*, *Pelletaria*?, *Cedrus*) и палеогеновых отложений (*Pinus* subgen *Haploxylon*, *Alnus*) [106]. Обилие древних палинологических форм указывает на неоднократный размыв и переотложение материала досреднечетвертичных осадков.

По спорово-пыльцевым анализам, литологическому составу, геоморфологической позиции и положению в геологическом разрезе возраст отложений условно принимается средненеоплейстоценовым. Мощность отложений – до 10 м.

Тазовский и ширтинский горизонты

Лимноаллювий и сетской террасы (lall?). Озерно-аллювиальные образования среднего звена неоплейстоцена получили ограниченное распространение в долинах рек юго-восточной части площади работ: Хомес и Воля, где они слагают уплотненные террасовидные поверхности с абс. отм. 70–90 м [84]. Разрез террасы сложен песками мелкозернистыми, супесями с прослоями торфа, в основании – галечники.

По данным поискового бурения, в долине р. Туяхланья [79] в ряде скважин (профили № 35, 765 и 175) в кровле вангерьюской морены были установлены озерные отложения, представленные глинами зеленовато-серыми плотными, пластичными, вязкими, с примесью щебнисто-галечного материала – от 20 до 40 %.

Минералогически эти отложения весьма бедные по видовому составу и выходу шлиха. По данным В. Н. Кошевого с соавторами [84] отмечен малый выход (первые проценты) тяжелой фракции, в которой преобладают магнетит, амфиболы, эпидот, хлорит, ильменит и гидроокислы железа; присутствующие в пробах циркон, апатит, силлиманит, рутил, титанит, окисленный пирит и гематит отмечаются в количествах не более первых десятков знаков. В отношении россыпной благороднометалльной минерализации они, вероятнее всего, бесперспективны [79].

По данным спорово-пыльцевого анализа, в одной из проб (скв. 175/7, инт. 7,7–8,0 м) был определен палиноспектр, характеризующий, по мнению Л. Г. Деревянко, растительность речных долин периодов потепления среднечетвертичного времени. В результате исследований (аналитик Л. Г. Деревянко [79]) установлен следующий палиноспектр: травы 43 %, разнотравье – 22 %, *Artemisia* – 11 %, *Ranunculaceae* – 8 %, *Chenopodiaceae* – 2 %; споровые растения (7 %): сем. Polypodiaceae – 3 %, сем. Sphagnaceae – 3 %, сем. Lycopodiaceae – 1 %; древесные и кустарничковые: *Betula ex sect. Albae* – 4 %, *Betula sect. Nanae* – 1 %, *Alnus* sp. – 2 %, *Salix* sp. – 1 %, *Pinus sibirica* – 1 %, *Pinus silvestris* – 1 %, *Picea obovata* – 2 %. Переотложенные формы мезозойского и палеогенового возраста составляют до 27 %. В пробе много растительных остатков, угольной крошки, спикул губок и центрических диатомовых водорослей. Похожие спектры выявлены также в пробах № 765/42 (инт. 7,6–8,4 м) и 765/9 (инт. 9,6–10,0 м) [79].

На космоснимках Landsat поле развития отложений имеет контрастно-пятнистый рисунок от светло-серого до грязно-серовато-зеленого цветов и практически неотличимы от окружающих ледниковых образований вангерьюской свиты.

По спорово-пыльцевым анализам, геоморфологической позиции и положению в геологическом разрезе возраст отложений условно принимается среднечетвертичным. Мощность отложений – до 15 м.

Верхнее звено

Верхний неоплейстоцен представлен отложениями двух ледниковых (ханмейской и полярноуральской) и одной межледниковой (невьянской) стадий развития Урала и Западной Сибири в квартере. Этому периоду отвечают делювиально-пролювиальные отложения, а также аллювий второй (лодминской) и первой (полярноуральской) надпойменных террас.

Ханмейский горизонт

Ханмейский горизонт на территории листа представлен ледниковыми (ханмейская морена) и водно-ледниковыми (ханмейский гляциофлювиал) отложениями, закартированными в зоне низкогогорья по обе стороны главного Уральского водораздела.

Ханмейская морена (glllhn) горно-долинного оледенения наиболее широко распространена в зоне среднегорного рельефа как на восточном, так и на западном склоне Уральского кряжа. Ледниковые образования наиболее широко представлены в долинах рек восточного склона на высотных отметках выше 150–250 м, где образует конечные и боковые гряды, а также отдельные холмы высотой до 10–12 м. Залегают ханмейские морены преимущественно на коренных породах, а в низкогорной полосе восточного склона – на гляциофлювиальных отложениях вангерьюской свиты. Перекрываются маломощными покровными суглинками, позднечетвертично-голоценовыми озерно-болотными отложениями, с размывом – аллювиальными осадками второй и первой надпойменных террас, а в зоне кряжа и современным аллювием. Фациально замещаются ханмейским гляциофлювиалом.

Моренный комплекс представлен суглинками, супесями буровато-серыми плотными, неслоистыми, с глыбами, валунами, щебнем, галькой, дресвой и гравием. Обломочный материал характеризуется полимиктовым составом с преобладанием местных пород, варьируя в зависимости от строения и состава пород, слагающих борта долин. Окатанность обломков от слабой (для мелких фракций) до хорошей – для галечно-валунного материала. Количество обломочного материала достигает 50 %. Распределение обломков хаотическое. Также в матриксе морен наблюдаются гнезда песчано-гравийного состава размером от 1 до 50 см. Некоторые исследователи [60, 106] отмечают наличие базального горизонта мощностью до 1–2 м валунно-галечно-гравийного состава. Характерный признак морен – повышенная глинистость и темные тона в окраске, в отличие от голубоватых и зеленоватых морен максимального оледенения, а также отсутствие обломков угля и обломочного материала мезозоя и палеогена. Маломощные (2–2,5 м) разрезы ханмейской морены были вскрыты шурфами в долинах рек Талтма (рис. 26), Волья, Хомес и Яныманья [67]. В типичном разрезе описываемые образования представлены (снизу вверх):

1,9–1,0 м – суглинки бурые влажные, плотные с примесью дресвы и щебня (до 40 %) метаморфических пород (кварц-хлоритовые сланцы) и единичными мелкими валунами, неравномерно распределенными по разрезу (гнезда, небольшие линзы)

1,0–0,15 м – суглинки коричневой окраски плотные, неслоистые, в верхней части интервала – оскольчатые, с примесью дресвы до 30 %, слабоокатанными гальками сланцев, редкими среднеокатанными валунами размером до 40 см, представленными жильным кварцем и серым кварцитом

Минеральный состав отложений сравнительно бедный и представлен в основном породообразующими силикатами, а также магнетитом, гематитом, ильменитом, лимонитом, титанитом, турмалином, цирконом. В долине р. Яныманья (южная часть территории листа) в шлиховых пробах в небольшом количестве часто встречаются танталониобаты, ильменорутит, касситерит, монацит (во всех пробах), а также самородное золото в единичных знаках. На аэро- и космоснимках морены выделяются по характерному пятнистому рисунку – линеаменты сложной формы с пятнами от светло-серой до белой окраски на общем сером фоне поверхности.

В палинологических спектрах преобладают споры кочедыжниковых папоротников, плаунов, сфагновых мхов. В незначительных количествах присутствует пыльца травянистых и кустарничковых берез [76, 77]. По данным [79], на Вольинском участке в пробе 35/23 (глубина 0,4–0,8 м), которая представлена глиной с обломочным материалом, был выделен спорово-пыльцевой спектр (аналитик Л. Г. Деревянко), «...отражающий тип растительности ледникового позднечетвертичного времени (Q_{III}^{2-4})» с преобладанием споровых растений (96 %): сем. Polypodiaceae – 38 %, Sphagnum – 44,1 %, Lycopodium – 14 %. Пыльцевых зерен мало: *Betula ex sect. Albae* – 2 %, разнотравье – 2 %. Отмечается угольная крошка и споры грибов.

Возраст отложений условно принимается верхнелепестовым на основе геоморфологической и геологической позиций (налегание на вангерьюский ледниковый комплекс, вложенный характер аллювия двух надпойменных террас, перекрывание образованиями склонового ряда) [56, 71]. Мощность морены – до 15 м.

Ханмейский гляциофлювиал (fillhn) получил широкое развитие на площади листа и тесно связан с участками распространения собственно ледниковых образований, выполняя прилегающие к современным руслам участки речных долин и формируя при этом вдоль них сравнительно узкие (5–20 м) ленты у подножий склонов и шлейфы шириной до 100 м на участках слияния водотоков. На водоразделах эти образования развиваются до абс. отм. 400–420 м. Залегают ханмейский гляциофлювиал непосредственно на коренных породах фундамента или на развитых по ним дресвяно-щебнистых корах выветривания и перекрывается щебнистыми или щебнисто-дресвяными делювиальными образованиями.

Гляциофлювиальные отложения представлены песчано-гравийно-галечными смесями с дресвой и валунами. Пески чистые, «промытые» мелкозернистые до крупнозернистых, цвет светло-серый, желтовато-серый. Часто наблюдаются прослои гравийно-галечникового материала с суглинистым заполнителем. Слоистость косая или горизонтальная, как правило, слабо выраженная. Наиболее полный разрез этих образований известен на листе Р-40-ХІІ [68, 113].

Минеральный состав образований близок к собственно моренам, но отличается от них примерно втрое более низким выходом тяжелой фракции. Золотоносность слабая и очень неравномерная.

Возраст принимается условно поздненеоплейстоценовым, согласно наблюдаемым фациальным переходам, с ханмейской мореной и отложениями первой надпойменной террасы, а также вложенному характеру последней. Видимая мощность – до 7 м.

Невьянский горизонт

Лодминская толща. Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2_{III}d$) отдельными фрагментами прослеживается по долинам рек Щугор (широтный отрезок), Волья, Талтма, Хоме, слагая разрезы террас высотой от 5 до 8–12 м и шириной первые десятки метров, вскрытые авторами канавами и шурфами. Отложения вложены в ханмейские [79] или вангерьюские (р. Щугор [2, 76, 77]) ледниковые образования и перекрываются (с размывом) аллювием первой надпойменной террасы, делювием и солифлюксом верхнего звена неоплейстоцена–голоцена. Терраса аккумулятивная или цокольная (цоколем является вангерьюская морена) [69, 76, 77, 106].

Отложения представлены песчано-гравийно-галечными смесями с валунами, песками, супесями. Окраска – от зеленовато- до буровато-серой. Отмечается частое переслаивание тонкоизмельченного и грубобломочного материала. Во всех изученных разрезах, согласно данным предшественников [69, 76, 77, 106], четко проявлено двучленное строение. Верхняя часть разреза, представленная пойменной фацией аллювия, состоит из супесей и суглинков с примесью гравийно-галечного материала – до 25 %. Русловую фацию, составляющую нижние части разреза террас, представляют песчано-гравийно-галечные иногда слабо глинизированные образования с редкими валунами. Окатанность крупного обломочного материала – от 0 до 4 баллов. Состав обломков – разнородный при преобладании кварца, габброидов и зеленых сланцев, реже вулканогенных пород основного и кислого составов.

Минеральный состав легкой фракции аллювия представлен большей частью обломками пород, кварцем и полевыми шпатами, присутствуют также гидрослюды с примесью каолинита, опал. В тяжелой фракции в существенных количествах установлены амфиболы, пироксены, гранат, титанит, магнетит, ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, турмалин, хромит, циркон; в малых количествах присутствуют ставролит, дистен, андалузит, пумпеллиит, монацит, ксенотим, лимонит, биотит, пирит (обычно окисленный); в единичных знаках – золото и платина.

На космоснимках вторая надпойменная терраса выделяется в виде однородного поля (полигона) темно-зеленой окраски с характерными серовато-бледно-зелеными пятнами вблизи тылового шва (старичные фации).

По данным спорово-пыльцевого анализа (аналитик Л. Г. Деревянко), в пробе, отобранной из скв. 765/6 (р. Волья), из линзы глинистых песков нижней части разреза второй надпойменной террасы, размытой и перекрытой аллювием первой террасы и склоновыми отложениями, был установлен следующий палиноспектр: травы (30 %): разнотравье – 13 %, *Artemisia* – 2 %, *Ranunculaceae* – 9 %, *Chenopodiaceae* – 1 %, *Superaceae* – 2 %; споровых растений – 16 %: сем. *Polypodiaceae* – 4 %, сем. *Sphagnaceae* – 12 %; древесные и кустарничковые: *Betula* ex sect. *Albae* – 2 %, *Betula* sect. *Nanae* – 2 %, *Alnus* sp. – 3 %, *Salix* sp. – 7 %, *Pinus sibirica* – 1 % [79]. Переотложенные формы мезозойского, палеогенового и неогенового возраста составляют 39 %. В пробе много растительных остатков, угольной крошки, встречаются спикеры губок и центрические диатомовые водоросли [79].

Возраст отложений принимается в объеме невянского горизонта позднего неоплейстоцена с учетом данных спорово-пыльцевого анализа и на основе их геоморфологической позиции: залеганию с размывом на ледниковых отложениях среднего (вангерьюской морене) и позднего (ханмейской морене) неоплейстоцена, врезанию в них первой надпойменной террасы. Мощность отложений – до 10 м.

Полярноуральский горизонт

В пределах территории листа отложения данного возраста характеризуются ограниченным распространением, что объясняется слабым проявлением неотектонической активности фундамента территории в позднем неоплейстоцене, выразившемся в малом развитии продуктов как полярноуральского (позднезырянского) горно-долинного оледенения, так и последующего пролювиального и аллювиального осадконакопления.

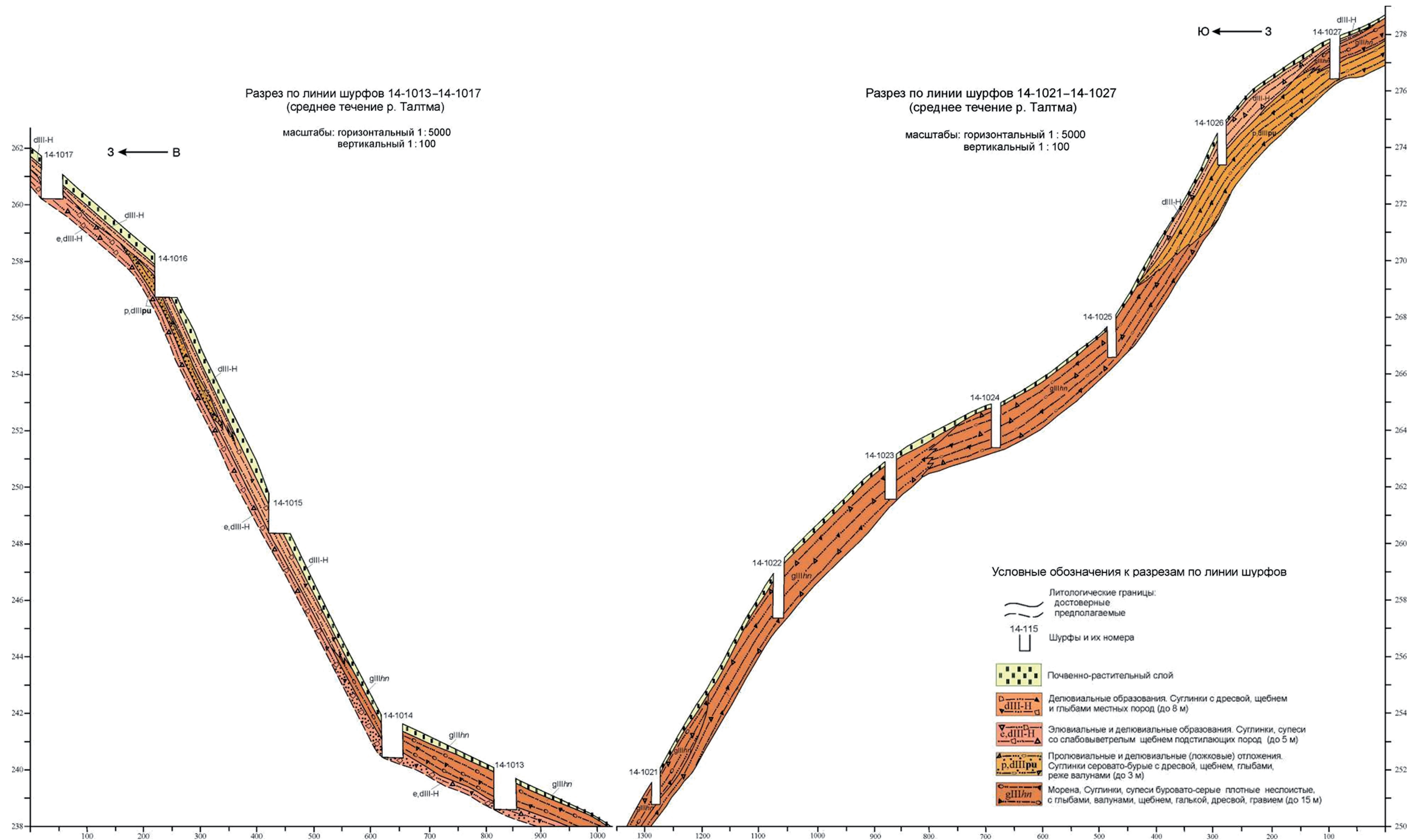


Рис. 26. Разрез четвертичных образований в среднем течении р. Талтма.

Полярноуральская морена (gllpu) широко развита в западной половине площади листа в пределах подзоны альпинотипного рельефа (от горы Оссяур на юге и до истоков р. Тельпос-Из на севере), где выполняет днище и нижние части многочисленных каров, спускаясь по долинам большинства притоков р. Щугор до абс. отм. 500 м. Характерен западинно-холмистый и грядово-холмистый рельеф с ярко выраженными конечными и боковыми мореными грядами.

Отложения представлены несортированными дресвяно-галечно-щебнистыми и валунно-глыбовыми смесями с примесью дресвяной супеси и суглинка. В целом же структура и состав ее разнообразны даже в пределах одного бассейна. Часто в морене присутствуют линзы или целые горизонты валунно-галечных отложений.

В левобережной части долины р. Щугор (среднее течение рек Мороя и Халмерья) полярноуральская морена местами перекрывает ханмейскую морену. В свою очередь ледниковые образования перекрываются делювием или коллювием и размываются современными водотоками, которые формируют за счет этого размыва на месте его и ниже по течению комплекс аллювиальных отложений поймы и русла.

На космоснимках ледниковые образования хорошо дешифрируются по характерному неправильному пятнисто-полосчатому (озерно-грядово-холмистому) рисунку поверхности дна троговых долин.

Возраст определен с учетом геоморфологической позиции и соотношений с образованиями гравитационно-склонового ряда, а также поздненеоплейстоценовым пойменно-русловым аллювием. Мощность полярноуральской морены – до 20 м.

Полярноуральский гляциофлювиал (fllpu), как и одноименная морена, является продуктом последнего на Урале горно-долинного оледенения. Широкое развитие на площади исследований получил в левобережной части Щугорской эрозионно-структурной депрессии, где слагает борта и русла современных притоков одноименной реки.

Гляциофлювиальные отложения залегают на коренных породах и перекрываются делювиальными (делювиально-солифлюкционными) или коллювиальными образованиями позднего неоплейстоцена–голоцена.

Описываемый комплекс осадков представлен дресвяно-галечно-гравийной и галечно-песчано-гравийной смесями с валунами, примесью суглинка и супеси. Цвет – серый, зеленовато-серый или коричнево-серый. Отложения формируют вдоль современных русел террасовидные ленты (террасовалы) различной протяженности (до нескольких километров) и высоты (до 3 м), которые характеризуются крайне изменчивым гранулометрическим составом, частым чередованием и переслаиванием в разрезе мелкозернистого и крупного материала, слабой окатанностью обломочного материала.

На космических спектрально-зональных снимках гляциофлювиальные отложения полярноуральского горно-долинного оледенения выражены в виде полос светло-серой с голубоватым оттенком окраски с ровным однородным микрорельефом.

Минеральный состав отложений характеризуется преобладанием породообразующих минералов над рудными. Тяжелая фракция шлиха составляет не более 5–7 % относительно массы легкой фракции, в которой преобладают полевые шпаты, кварц и слюды. В составе тяжелой фракции наиболее широко представлены эпидот, гранат, хлорит, амфиболы, циркон, титанит; реже рутит, турмалин, анатаз, ильменит, гематит, магнетит, циркон, апатит; рудные минералы – пирит, халькопирит, шеелит, изредка отмечаются касситерит, ильменорутит, ортит и др. В целом минералогия полярноуральского гляциофлювиала соответствует составу пород ближайшего (местного) окружения.

По данным спорово-пыльцевого анализа, приведенного Э. Г. Негурицей [100], во гляциофлювиальных отложениях левых притоков р. Щугор установлена пыльца древесных растений семейств *Pinus* sp. (25 %), *Picea* (10 %), *Betula* (21 %) и *Alnus* (9 %), а также в малом количестве пыльца травянистых видов, среди которых преобладают *Potamogeton*, *Graminae*, *Angiospermae*.

Возраст отложений определен как поздненеоплейстоценовый с учетом геоморфологической позиции, соотношений с образованиями гравитационно-склонового ряда и датированным по спорово-пыльцевому анализу аллювием первой надпойменной террасы. Мощность отложений – до 3 м.

Проллювиальные и делювиальные (ложковые) отложения (p,dllpu) наиболее широко распространены в восточной части площади листа в зоне низких гор и педимента. Своим происхождением они обязаны деятельности временных водотоков, дренировав-

ших в большинстве своем склоны гор средней и малой крутизны, наследуя и расширяя ложбины стока, как на коренных склонах, так и на поверхности морен, размывая и переотлагая при этом материал как гравитационных склоновых комплексов, так и моренных образований вангерьюского и ханмейского возраста. Протяженность логов измеряется от сотен метров до первых километров при ширине в их верховьях до 0,5 км.

Отложения представлены суглинками серовато-бурыми с дресвой, щебнем, глыбами, реже валунами. Суглинки плотные, пластичные, во влажном состоянии вязкие. Слоистость отсутствует. Обломочный материал составляет 10–15 % на окраинах логов и до 40 % – в центральной их части. Петрографический состав обломочного материала разнообразный и зависит от субстрата: в горной части он обычно включает местные породы, слагающие склоны гор и возвышенностей и выглядит сравнительно однородным, тогда как в зоне низких гор в большинстве своем заимствует материал горно-долинного и покровного оледенения, приобретая большую разнородность. Распределение обломков, как правило, неоднородное, струйчато-гнездовое.

Минеральный состав отложений разнообразный и зависит от состава размываемых отложений. Преобладают минералы легкой фракции; в тяжелой фракции наиболее широко представлены амфиболы, гранаты, эпидот, хлорит, пироксены, магнетит, гематит, ильменит; реже отмечаются циркон, рутил, титанит, силлиманит, кианит.

На космоснимках пролювиально-делювиальные отложения дешифрируются по неконтрастным (без четких границ) линеаментам (иногда древовидной формы) темно-серой окраски на пологих бортах долин, направленных в сторону современного русла.

Возраст отложений принимается условно по геоморфологической позиции и геологическим соотношениям с моренами вангерьюского и ханмейского оледенений, которые они размывают, а также с аллювием первой надпойменной террасы, с размывом залегающим на описанных пролювиально-делювиальных осадках. Мощность отложений – до 3 м.

Аллювий первой надпойменной террасы (а¹IIIpu) прослеживается отдельными фрагментами по долинам рек Щугор, Тельпосью, Туяхланья, Талтма, Воля, Хомес, Яныманья и имеет весьма ограниченное распространение в долинах их притоков. Эрозионные фрагменты террасы обычно приурочены к внутренним дугам поворотов современных долин. Высота ее уступа относительно русла реки – от 2,5–3 м в зоне среднегорного рельефа до 5–7,5 м в низкогорной части. Площадка террасы субгоризонтальная, иногда со слабым наклоном к реке.

Отложения представлены песчано-гравийно-галечными смесями с валунами, суглинками. Обломочный материал, как правило, средне- и хорошоокатанный; по петрографическому составу – разнообразный.

По строению террасы первого уровня довольно однородны и в целом различаются между собой лишь содержанием гравийной и галечной компонент, а также валунов. Строение террасы двучленное. В верхней части разрез террасы сложен песками мелко- и среднезернистыми глинистыми, с гравием в основании; в нижней части – валунно-галечно-гравийными смесями с песчаным заполнителем.

Типичный разрез первой надпойменной террасы в горной части территории листа (в подзоне низкогорного рельефа) представляется в следующем виде (р. Яныманья, канава К-14-477) [67]:

0,0–0,2 м - почвенно-растительный слой;

0,2–1,5 м – делювиальный суглинок желтовато-бурой окраски. Неслоистый с небольшим количеством дресвы и песка, с редкими прослоями и линзами дресвяников мощностью до 5 см

1,5–3,6 м – ритмичное чередование прослоев тонко-, мелко- и крупнозернистых песков и гравийников с примесью мелкого галечного материала и растительными остатками. Слоистость неотчетливая, волнистая. Окраска песков желтая, желтовато-серая, гравийников – темно-серая. Галечный материал хорошоокатанный, полимиктовый (алевролиты, кварцит, габбро, гранитоиды, метабазальты)

3,6–6,0 м – валунно-галечно-гравийный материал с песчаным заполнителем. Обломочный материал преимущественно хорошоокатанный, но отмечаются и неокатанные обломки – мелкие глыбы и щебень. Отмечается субгоризонтальная ориентировка уплощенных галек и валунов. Петрографический состав обломочного материала аналогичен таковому в вышележащих отложениях

На забое – коренные породы (кварц-альбит-серицит-хлоритовые сланцы).

Минеральный состав отложений достаточно разнообразный и обычно представлен не менее чем 30 видами минералов, в том числе россыпеобразующими – золото, платина, шеелит, иль-

менит, тантало-ниобаты, касситерит (очень редко) [79, 86]. Однако содержания ценных минералов крайне низкие (большой частью на уровне десятков мг/м³) и промышленного интереса в настоящее время не представляют.

По данным [79], в результате спорово-пыльцевого анализа аллювиальных отложений первой террасы в долине рек Туяхланья, Воля, и на смежных листах [70, 76, 77, 79] было установлено наличие спор *Bryales* sp. (4,8 %), *Lycopodium* sp. (3,2 %), *Polypodiaceae* gen. sp. (41,6 %), а также пыльцы хвойных древесных (*Picea* sp., *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris* L.) и лиственных (*Betula* sp.) пород, трав (*Polygonaceae* gen. sp., *Onagraceae* gen. sp.). Палинологические спектры из нижней части разреза свидетельствуют о распространении березово-лесных ландшафтов; из верхней – о развитии тундрово-степных ландшафтов эпохи похолодания.

На космоснимках первая надпойменная терраса выделяется линеamentами (полосами) ярко-зеленой окраски с серыми пятнами и полосами старичных заболоченных участков и отмерших проток.

На основании геоморфологической позиции, положения в разрезе, состава СПК возраст аллювия первой надпойменной террасы принят в объеме полярноуральского горизонта позднего неоплейстоцена. Мощность аллювия – до 5 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

К образованиям этого возрастного диапазона относятся комплекс отложений склонового (гравитационного и криогенно-гравитационного) ряда, а также озерно-болотные отложения.

Расчленение склоновых отложений проведено по литологическому составу и геоморфологической позиции. Нижняя возрастная граница склоновых образований, в связи с отсутствием палеонтологических и геохронологических данных, принимается по «наложению» на фаунистически охарактеризованные аллювиальные отложения надпойменных террас и ледниковые комплексы верхнего неоплейстоцена. Формирование склоновых отложений продолжается в настоящее время.

Элювиальные образования (eIII-H) большей частью приурочены к вершинам гор и плоским поверхностям. Они представлены глыбово-щебнисто-дресвяным материалом с супесчаным заполнителем. Иногда элювий представлен сплошным нагромождением глыб разных размеров, промежутки между которыми заполнены щебнем, дресвой, суглинистым или глинистым материалом.

Крупноглыбовый элювий обычно приурочен к площадям развития габброидных пород, гранитов и кварцитов. Элювий, развитый на серпентинитах, отличается своеобразным щебенчатым материалом, реже отдельными глыбовидными развалами. На участках развития сланцевых толщ элювий характеризуется обильным развитием щебня и дресвы, редкими плоскими глыбами до 0,5 м в поперечнике. В пройденных авторами горных выработках [67] и керне скважин ОАО «УГЭСЭ» [113] наблюдался постепенный переход от элювия к коренным породам через зону интенсивно выветрелых полуразрушенных до состояния дресвы пород.

В среднегорной части рельефа элювиальные отложения обычно приурочены к вершинам гор и водоразделов, где они образуют специфические формы, свойственные субполярным странам – каменные моря, структурные почвы, каменные медальоны. Местами наблюдаются скопления глыб размером 0,5–1,5 м с примесью мелкого щебня, дресвы и с суглинистым заполнителем.

С учетом геоморфологической позиции возраст элювиальных образований принимается в объеме верхнего неоплейстоцена–голоцена. Мощность отложений от 0,2 до 3 м, а по данным бурения, достигает 5 м [79, 113].

Элювиальные и делювиальные образования (e,dIII-H) представлены суглинками, супесями со слабовыветрелым щебнем подстилающих пород. Образования распространены на всей территории, развиваясь на плосковершинных возвышенностях и пологих склонах междуречий. Залегают на коренных породах и, как отмечают предшественники, на мезозойских корках выветривания [2, 7]. С учетом геоморфологической позиции в разрезе возраст отложений принимается в объеме позднего неоплейстоцена–голоцена. Мощность – до 5 м.

Делювиальные и десерпционные образования (d,drIII-H) в зоне низких гор центральной и восточной частей территории листа слагают пологие привершинные части склонов ряда возвышенностей изометричной округлой формы. Они представлены суглинками

и глинами с щебнем и щебнисто-глыбовыми прослоями местных пород. Окраска отложений обычно светло-коричневая или серовато-коричневая. Распределение обломков в суглинисто-глинистом матриксе, как правило, неоднородное и неравномерное, с частыми прослоями, гнездами, линзами или струйками, обогащенными крупным кластогенным материалом и, как правило, приуроченными к низам или средним частям разрезов. Степень выветрелости и размерность щебнисто-глыбового материала меняется в зависимости от состава исходных пород: при сланцевом субстрате в составе обломков преобладает щебень, при вулканогенном – глыбовый материал. Возраст отложений определен поздненеоплейстоцен-голоценовым по геоморфологической позиции в разрезе. Мощность достигает 5 м.

Делювиальные отложения (dIII-H) характеризуются наиболее широким развитием на разнообразных гипсометрических уровнях склонов. Делювиальные образования вскрыты рядом картировочных шурфов, канав и, на отдельных участках, поисковыми скважинами. Представлены они обычно суглинками с дресвой, щебнем и глыбами местных пород. На участках развития ультраосновных пород в делювии преобладает дресвяно-щебнистый материал, в то время как над осадочно-метаморфическими комплексами преобладают обломки мелкоглыбовой размерности. Отложения большей частью слоистые, хотя степень выраженности слоистости в целом слабая, нечеткая.

С учетом геоморфологической позиции в разрезе возраст отложений принимается в объеме позднего неоплейстоцена–голоцена. Мощность делювиальных образований колеблется в широких пределах – от долей метра до 4 м, а у подножия гор достигает 8 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,sIII-H) пользуются широким развитием на сравнительно пологих склонах (угол наклона 2–3°), но распространены гораздо менее значительно, чем делювиальные, с которыми они обычно связаны фациальными взаимопереходами. Обычно они приурочены к выположенным подошвенным частям склонов и особенно часты на склонах троговых долин, сформированных ханмейскими горно-долинными ледниками. Делювиально-солифлюкционные образования залегают на моренах и гляциофлювиальных осадках средне- и поздненеоплейстоценового возраста, перекрывают аллювиальные отложения надпойменных и пойменных террас и, в свою очередь, могут перекрываться современным палюстрием или продуктами гравитационного сноса, происходящего в настоящее время. Делювий и солифлюксий представлен суглинками и супесями со значительным количеством глыб, щебня и дресвы. Суглинки и супеси – плотные коричневые до серовато-бурых образования, иногда с включениями гравия и галек. В силу прерывистости воздействия криогенного фактора эти образования характеризуются более четко выраженной слоистостью, часто нарушаемой в результате проявления пластического течения склонового материала при его оттаивании в теплые периоды года. В отличие от субполярных и полярных областей, где периоды замерзания и оттайки склонового материала по времени менее продолжительны и более контрастны, солифлюкционные образования формируют протяженные шлейфы со сравнительно ровной поверхностью с редкими неглубокими бороздами стока.

Возраст принимается как поздненеоплейстоцен-голоценовый с учетом геоморфологической позиции и пространственных соотношений с аллювиальными и ледниковыми образованиями верхнего неоплейстоцена. Мощность образований – до 10 м.

Коллювиальные и делювиальные образования (c,dIII-H) представлены щебнисто-глыбовым материалом коренных пород с глинистым и песчано-глинистым заполнителем (или без такового). Развита они в горной части площади, особенно в зоне кряжа. В зоне, переходной от гольцовой к лесной, где широко развиты нагорные террасы и курумы, они наблюдаются на склонах (крутизной более 30–35°) на абс. выс. до 640 м. Описываемые образования залегают на коренных породах, формируя местами протяженные шлейфы вдоль горных гряд и крутых тектонических уступов, замещаясь вниз по склону делювием или коллювием верхнего неоплейстоцена–голоцена, а вверх по склону – делювием-десерпцием. Возраст образований принят в объеме верхнего неоплейстоцена–голоцена на основании геоморфологической позиции в разрезе. Мощность – до 10 м.

Коллювиальные образования (cIII-H) представлены глыбово-щебнистым материалом с супесчаным заполнителем рыхлого сложения. Распространены как в гольцовой части, так и в среднегорье, где они картируются в пределах каньонообразных участков молодых речных долин в виде осыпей и шлейфов протяженностью в несколько сот метров. Образования залегают на коренных породах, иногда на отложениях пойменных террас в тыловой части последних.

Возраст коллювия принят в объеме верхнего неоплейстоцена–голоцена на основании геоморфологической позиции. Мощность – до 5 м.

Лимний и палюстрий (l.plIII–H) широко распространены в районе, занимая значительную часть на востоке площади. Они наблюдаются также на пологих водоразделах, на поверхности речных террас, включая пойменные (реки Туяхланья, Волья, Щугор и др.) и особенно часто в пределах полей развития разновозрастных ледниковых комплексов. Отложения представлены глинами илистыми, илами, суглинками, торфами. Образования бурого, зеленовато-бурого, синевато-зеленого цвета. Возраст определен как поздненеоплейстоцен–голоценовый с учетом геоморфологической позиции. Мощность отложений – до 10 м.

ГОЛОЦЕН

Современные образования представлены аллювиальными и пролювиальными осадками, в меньшей степени ледниковыми образованиями, ограниченно развитыми в зоне альпинотипного рельефа.

Морена карового оледенения (gH) распространена как на западном, так и восточном склонах Урала, где картируется выше отметок 800 м. Образования приурочены к днищам и приустьевым частям наиболее глубоко врезанных в горные хребты каров, имеющих, как правило, отвесные стены высотой более 100–200 м. Состав представлен щебнисто-глыбовыми отложениями с примесью дресвы и суглинка.

Морена карового оледенения залегает преимущественно на скальном субстрате, реже на образованиях полярноуральского ледникового комплекса. Резкое преобладание крупнообломочной фракции (60–70 %), незначительное содержание суглинка, свежесть морфологических форм позволяет отличать ее от подобных образований горно-долинных оледенений.

Возраст ледниковых образований условно принимается по геоморфологической позиции, соотношению с размывающими их современными водотоками. Существование современных фирновых ледников (Южный – в истоках р. Мороя и Говорухина – в истоках р. Тельпосью) на участках распространения описанных ледниковых образований свидетельствует о том, что их развитие продолжается и в настоящее время. Мощность морены – до 20 м.

Аллювий пойменных террас и русла (aH) представлен песчано-гравийно-галечными смесями с валунами, супесями с прослоями глин и торфа. Цвет отложений – от темно- до зеленовато-серого. Русловая фация – галечники, пески мелкозернистые с гравием; пойменная – супеси и суглинки с прослоями глин, в понижениях площадки террас, особенно вблизи тылового шва, часто отмечаются прослой и линзы торфа.

Высокая пойма морфологически выражена хорошо, возвышаясь над урезом реки до 2 м. Поверхность горизонтальная, часто заболочена. Высота низкой поймы – до 0,7 м. Пойменные отложения в верховьях малых рек и ручьев прослеживаются в виде фрагментов по обоим берегам. Ширина поймы колеблется от 60 до 300 м.

Типичный разрез высокой поймы в районе широтного отрезка р. Щугор:

0–0,2 м – почвенно-растительный слой, иловатые глины, суглинки мелкокомковатые сероцветные

0,2–1,5 м – суглинки, переходящие вниз по разрезу в супеси коричневые и серовато-коричневые. Горизонтальная слоистость имеется, но проявлена не четко. В супесчаном слое отмечаются разрозненные включения, а в основании – гнезда и прослой в разной степени окатанного мелкогалечного материала

1,5–2,1 м – галечники с песчано-гравийным заполнителем серого цвета. Обломочный материал – полимиктовый

К пойменным образованиям следует отнести также отложения кос и островов, разрез которых представлен большей частью валунно-галечным материалом с небольшим количеством суглинка и глины с гальками.

Русловый аллювий площади на всем протяжении рек характеризуется плохо отсортированным материалом, в основе которого значительную роль играет песчано-гравийно-галечниковый материал с валунами или глыбами местных пород. Последние особенно широко распространены в руслах притоков рек района.

Отложения залегают на ледниковых образованиях среднего и верхнего неоплейстоцена, как собственно на моренах, так и на гляциофлювиальных образованиях, аллювии первой и второй надпойменных террас, склоновых образованиях и на коренных породах.

В минеральном составе шлихов устанавливается более 40 минеральных видов. В легкой фракции доминируют обломки пород, кварц, в меньших количествах отмечены полевые шпаты, слюды (мусковит, биотит), хлорит. Тяжелая фракция, выход которой составляет 30–40 %, представлена амфиболами, эпидотом, гранатом, пироксенами, хлоритом, рутилом, титанитом, магнетитом, ильменитом, гематитом, хромитом, сульфидами, кианитом, силлиманитом, везувианом, цирконом, апатитом, турмалином, монацитом, тантало-ниобатами, ортитом, золотом; в единичных знаках – касситерит, фенакит, щелочные амфиболы, пренит, пумпеллиит и другие минералы. Видовое разнообразие минерального состава аллювия и содержание минералов определяется как составом размываемых современными водотоками разновозрастных пород, так и местом накопления аллювия (от верховьев к низовьям рек) и удаленностью области аккумуляции от источников питания обломочным материалом.

По данным единичных спорово-пыльцевых анализов (аналитик Л. Г. Деревянко [79]), в пойменных глинах р. Волья (проба 179/0,5 м) был определен спектр, характеризующий растительность речных долин, близкий к современному. Доминируют травянистые растения: луговое разнотравье – 30 %, *Chenopodiaceae* – 5 %, *Artemisia* – 3 %, *Compositae* – 2 % и споровые – сем. *Polypodiaceae* – 4 %, *Sphagnum* – 14 %. В древесно-кустарничковой группе преобладают кустарниковые формы – *Betula* sect. *Nanae* – 8 %, *Alnus* sp. – 4 %, *Salix* sp. – 2 %; древесные – *Betula* ex. sect. *Albae* – 4 %. Переотложенные споры и пыльца мезозойского и неоген-палеогенового возраста – 14 %. Отмечаются растительные остатки, угольная крошка, споры грибов.

Исходя из геолого-геоморфологической позиции, соотношений с верхнелепестовыми отложениями надпойменных террас и ледниковыми образованиями поляноуральского горизонта и данных спорово-пыльцевого анализа, возраст аллювия пойменных террас определяется как голоценовый. Мощность аллювия в среднем течении рек составляет 1–2 м, увеличиваясь к низовьям до 2,5 м, в пределах выделяемых палеодолин – до 12 м.

Проллювиальные отложения (рН). К этому типу современных рыхлых образований отнесены отложения конусов выноса малых водотоков с крайне неустойчивой гидродинамикой и преимущественно ледниковым или снеговым питанием. Выражающиеся в масштабе карты конусы выноса закартированы на юге и севере долины р. Щугор. Литологически они представляют собой галечно-щебнисто-валунно-глыбовые смеси со значительной (до 15 %) примесью суглинка (супеси). Степень окатанности обломочного материала – средняя и плохая.

Конусы выноса с размывом вложены в отложения первой надпойменной террасы, местами – в склоновые образования и аллювий высокой поймы, что позволяет рассматривать их как наиболее молодой тип осадков. На основании пространственных соотношений с датированными отложениями поймы и первой надпойменной террасы и учитывая геоморфологическую позицию, возраст отложений условно принимается голоценовым. Мощность – до 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На территории листа Р-40-VI развиты разнообразные по составу (от кислых до ультраосновных) и возрасту (от позднерифейских до позднепалеозойских) интрузивные и субвулканические образования.

Рифейско-раннекембрийские интрузивные образования

Мороинские субвулканические образования объединяют породы основного состава, картируемые в полях развития отложений мороинской свиты в пределах северной части Маньхембовского антиклинория восточнее Верхнешугорской грабен-синклинали (В). В составе субвулканических образований преобладают многочисленные дайки и субпластовые интрузии долеритов ($\beta\text{RF}_3\text{mr}$) и габбродолеритов ($v\beta\text{RF}_3\text{mr}$). Они приурочены в основном к региональным структурам субмеридионального направления.

Субвулканические образования слагают обычно линейные или вытянутые тела размерами до 1,5 км по простиранию и мощностью от десятков до первых сотен метров, часто метаморфизованные, смятые в складки. Макроскопически это – породы темно-зеленого цвета с массивной и сланцеватой текстурами; структура чаще всего мелкозернистая, реже порфировидная. Микроструктура микролепидогранобластовая, микрогранобластовая. Усредненный минеральный состав (%): плагиоклаз основного состава (лабрадор, битовнит), часто сосюритизированный (55–60), пироксен хлоритизированный (20–40), амфибол (до 10), хлорит (около 15), также присутствуют эпидот (около 1), кальцит, апатит, биотит, магнетит, рутил.

Химический состав пород обусловлен принадлежностью их к семейству габбро ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}52\%$) при нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,2\text{--}2,5\%$) натриевого типа (толеитовая серия).

На КС магматические тела дешифрируются по пестрому, волнисто-полосчатому рисунку и по оттенкам фототона (от зеленовато-коричневого до светло-зеленого). Как самостоятельные объекты в магнитном поле (интенсивностью до 1000 нТл) отображаются только наиболее крупные тела. Более мелкие не различимы на фоне метаморфических образований мороинской свиты, создающих слабое отрицательное магнитное поле (от –300 до –200 нТл) и гамма-поле в 2–4 мкР/ч.

Позднерифейский возраст мороинских субвулканических образований определяется исходя из геологических построений, так как они являются комагматами метабазитов мороинской свиты [66, 67].

Сысыйнский габбро-диорит-гранитовый комплекс plutонический выделен авторами в качестве самостоятельного по результатам проведенных ГДП-200 листов Р-40-XII [66, 68] и Р-40-VI [67]. Одноименный петротипический массив расположен на территории листа Р-40-XII. В составе комплекса выделяются три фазы: первая представлена габбро, лейко- и меланогаббро ($v\text{RF}_3?ss_1$); габбродолеритами ($v\beta\text{RF}_3?ss_1$); вторая – диоритами ($\delta\text{RF}_3?ss_2$), кварцевыми диоритогайсами ($q\delta g\text{RF}_3?ss_2$); третья – гранодиоритами ($\gamma\delta\text{RF}_3?ss_3$), гранодиоритогайсами ($\gamma\delta g\text{RF}_3?ss_3$), гранитами ($\gamma\text{RF}_3?ss_3$), в том числе роговообманковыми, спессартитами ($^s\chi\text{RF}_3?ss_3$). Каждая из фаз сопровождается жильными дериватами того же состава. Исключение составляют дайки спессартинов, относимые к третьей фазе.

На площади листа Р-40-VI породы комплекса слагают наиболее крупные массивы, такие как Яныманьинский (7), Понтсайтский (3) и Туяхланьинский (1), протягивающиеся с севера на юг на 70 км и образующие единую полосу, контролирующую Ятыинско-Ойканьерской (13) си-

стемой дизъюнктивов. Они прорывают отложения мороинской свиты и нижней базальтоидной толщи саблегорской свиты. Морфологически это – линейно–вытянутые, субсогласные с напластованием тела размером от одного до 13 км по длинной оси при мощности 0,5–2 км. Интрузии часто сопровождаются дайковой и жильной сериями, как по периферии, так и в эндоконтактовой части крупных тел.

Наиболее изучен Яныманьинский массив (7), расположенный в междуречье Яныманья–Хунтынья–Маньманья и представляющий собой интенсивно эродированное палеовулканическое сооружение размером 5×13 км. Геоморфологически это – система, состоящая из нескольких пологих высот с отметками 316–355,9 м на фоне заболоченной тайги с отметками 160–200 м. В геологическом отношении данная структура состоит из двух палеоцентров. Северный палеоцентр расположен в истоках р. Маньманья и сложен в основном габброидами с отчетливым кольцевым строением и системой радиальных нарушений. Габброиды слагают два контура: внешний и внутренний. Последний размером 2×3 км наиболее ярко выражен в плане. Внешний контур, до 4,5 км в поперечнике, включает, помимо габброидов, и тело кварцевых диоритов, интенсивно гнейсифицированных и разбитых зонами рассланцевания. Южный палеоцентр ($2,5 \times 5$ км), включающий Яныманьинский массив, сложен широкой гаммой пород – от гранитов и гранодиоритов (в том числе роговообманковых), до габбро. Граниты распространены в резко подчиненном количестве, а преобладают диориты, кварцевые диориты с обилием мелких дериватов того же состава. Предыдущими исследователями (Г. И. Дашкевич [7], С. В. Митюшева, С. А. Золотарев [98]) породы, слагающие массив, отнесены к гранитовой формации кембрийского возраста, включающей граниты, плагиограниты, диориты и габбро.

Далее к северу, в междуречье Волья–Туяхланья, по отдельным левым притокам р. Волья и истокам р. Понтсайтя в виде небольших 300–400 м высоток обнажен Понтсайтский (3) массив, имеющий размеры $2,2 \times 9$ км. Он, так же как и Яныманьинский массив (7), представлен линейно вытянутым сложнопостроенным субсогласным с вмещающими породами телом катаклазированных и разгнейсованных гранитоидов, в ядерных частях которого отмечаются небольшие (до 2 км в длину и 0,3 км в ширину) останцы наименее измененных не дислоцированных гранитоидов, имеющих субмеридиональную ориентировку при восточном падении сланцеватости под углом 70° . Наряду с гранодиоритами и гранодиоритогнейсами здесь в элювиальных выходах закартированы дайки основного состава. Аналогичную картину представляют также наиболее северные тела рассматриваемого комплекса в междуречье Мал. Туяхланья–Туяхланья. Самое южное из них, слагающее вершину с отм. 455,1, состоит из амфиболовых габбро и среднезернистых разгнейсованных гранодиоритов. Для пород характерна плитчатая отдельность, согласная с разгнейсованием (аз. пад. 210° , $\angle 60^\circ$), нередко отмечается кварцевожильная минерализация (аз. пад. 30° , $\angle 70^\circ$).

В магнитном поле породы первой фазы, представленные габброидами, выражены положительными аномалиями интенсивностью 300–1500 нТл, имеющими серповидное очертание, подтверждающееся кольцевыми разломами. Диоритам и кварцевым диоритам второй фазы соответствуют разрозненные вытянутые в субмеридиональном направлении отрицательные магнитные аномалии интенсивностью от –200 до –300 нТл. Также отрицательным магнитным полем интенсивностью от –300 до –500 нТл характеризуются гранодиориты и граниты третьей фазы. Гравитационное поле пород комплекса спокойное – от 6 до 10 мГал.

На спектрзональных снимках габбро отчетливо выделяются на серо-сине-фиолетовом фоне червеобразно-вытянутой рисовкой ярко-голубого цвета по периферии и густо-синего в центре. Породы второй фазы в междуречье Яныманья–Маньманья на серо-сине-фиолетовом фоне имеют оранжево-красный спектр, в междуречье Волья–Туяхланья – преимущественно фиолетовый, а в междуречье Мал. Туяхланья–Бол. Турупья – желто-зеленый. Выходы пород третьей фазы не выделяются на серо-сине-фиолетовом фоне снимков.

Первая фаза ($\text{RF}_3\text{?ss}$): габбро (v), дайки габбро (v) и габбродолеритов (vß) широко распространены в районе истоков рек Маньманья и Хунтынья по периферии Яныманьинского гранитного массива. Внутри гранитоидов это, как правило, интродуцируемые последними небольшие четковидные и жилообразные тела размером до 0,5–1 км. Наиболее крупное тело закартировано в вышеназванных истоках, где габброиды слагают линейно вытянутое тело, прослеженное в субмеридиональном направлении на 10,5 км при ширине 0,7 км. При этом элементы залегания имеют как западное, так и восточное падение под углами 50 – 75° .

Соотношение габбро с диоритами и гранитами довольно сложное. Пространственно они тесно сопряжены, и габброиды интродуцируются гранитоидами, которые в свою очередь прорва-

ны дайками кислого состава лаптопайских субвулканических образований. Габброиды на контакте с гранитами превращены в амфиболовое или кварцсодержащее габбро, граниты же в зоне контактов обычно обогащены темноцветными минералами. Иногда отмечаются разновидности, близкие к диоритам, что, видимо, связано с «загрязнением» первичного расплава породами I фазы. Вмещающие породы подвергались небольшим контактовым изменениям (ороговикованию). Ширина зон в основном невелика, (обычно 5–10 м, реже до 100 м), что связано, во-первых, с малой мощностью интрузивных тел и, во-вторых, с широким развитием субсогласных тектонических структур, приводящих лишь к появлению катакластических и разгнейсованных разностей.

Габбро – мезократовые светло-серые с зеленоватым оттенком массивные породы, имеющие мелкозернистую структуру, преимущественно офитовую микроструктуру. Плаггиоклаз (25 %) представлен (олигоклаз, андезин, отчасти лабрадор) вытянутыми полнокристаллическими зернами с полисинтетическими двойниками и включениями зерен эпидота и роговой обманки. Зерна бурой роговой обманки (50–60 %) в большей степени реликтовые, так как замещены зеленой роговой обманкой. Вторичные минералы: эпидот (10–20 %) представлен преимущественно в виде отдельных округлых зерен, реже образует веерообразные вытянутые сростки и кристаллические формы; хлорит (3–12 %) – чешуйки сосредоточены в окаймлении зерен роговой обманки. Акцессорные минералы – магнетит, лейкоксен, ильменит, апатит, рутил.

Вторая фаза ($RF_3?ss_2$) – диориты (δ), кварцевые диориты, в том числе разгнейсованные, катаклазированные ($q\delta g$). Это наиболее широко распространенная породная ассоциация, участвующая в строении всех трех крупнейших массивов: Туяхланьинского (1), Понтсаитского (3) и Яныманьинского (7). Выходы пород второй фазы занимают от 1 до 10 км². Соотношения с гранитоидами третьей фазы в основном интрузивные, а переходные пестрые разности редки и, как правило, затушеваны метасоматическими преобразованиями.

Диориты – породы серого и темно-серого цветов, мелкозернистые и в разной степени разгнейсованные, с лепидогранобластовой микроструктурой. Отмечаются ориентированные согласно гнейсоватости маломощные (до 2 см) прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава, причем карбонат в большей степени выщелоченный. Текстура гнейсовая. Минеральный состав: кварц (до 15 %) – зерна изометричной формы (размер до 0,1 мм) образуют линзовидные скопления либо выстраиваются в цепочки, отмечаются округлые газово-жидкие включения продуктов процесса грануляции кварца. Ортоклаз (до 5 %) в основном пелитизирован. Плаггиоклаз (до 56 %) представлен короткопризматическими и короткотаблитчатыми зернами (размер до 0,6 мм) с нечеткими «рванными» краями. Отчетливо видны полисинтетические двойники с прямым углом угасания (№ 28 олигоклаз). Роговая обманка (28 %) в параллельных николях бесцветная, иногда светло-коричневая. Система спайности четкая по двум направлениям, образует ромбы. Хлорит (до 10 %) – чешуйчатый минерал, плеохроизм от светло- до густо-зеленого цвета. Соссюрит (2–10 %) – иглоподобные зерна, как правило, распространены в межзерновом пространстве и развиваются по зернам полевого шпата. Некоторые разновидности карбонатизированы. По минеральному составу породы близки к кварцевым диоритам. Акцессорные минералы – циркон, магнетит, гематит, пирит, сфен, халькопирит.

Третья фаза ($RF_3?ss_3$) представлена щелочно-известковыми разновидностями кислых пород – гранодиоритами ($\gamma\delta$), гранодиоритогнейсами ($\gamma\delta g$), гранитами (γ), в том числе роговообманковыми, дайками спессартитов ($^s\chi$). Они в основном сосредоточены в Яныманьинском (7) массиве, где размеры тел не превышают 1,5–2 км². Морфология интрузий достаточно сложная, чаще слаболинейновытянутая. Характерно наличие даек и малых интрузий, распространенных в центральных, апикальных частях диоритогнейсов. Гранитоиды, так же как и породы первых двух фаз, катаклазированы. Тектоническая нарушенность характерна для всех массивов, включая и петротипический Сысынский на листе Р-40-ХII.

Гранодиориты – породы белого, светло-серого и светло-сериозеленого цветов. Структура мелко-среднезернистая, текстура – от массивной до сланцеватой. В составе кварц, полевой шпат, хлорит и серицит. В гранодиоритогнейсах отмечаются крупные порфировые вкрапления кварца (до 3 мм), в белых «пятнистых» гранодиоритах распространены вкрапленники амфибола (до 5 мм). Микроструктура, как правило, лепидогранобластовая, редко панидиоморфнозернистая. Текстура порфировая, гнейсовая, прожилково-порфировая, линзовидно-полосчатая. Минеральный состав – кварц (10–20 %) – мелкие (размер 0,01–0,03 мм) изометричные зерна слагают основную массу породы, крупные (размер 0,1–0,3 мм) образуют линзо-

видные скопления либо просто являются порфировыми вкрапленниками в породе. Плагиоклаз до 45 % (№ 24 олигоклаз) – коротко- и длиннотаблитчатые зерна с полисинтетическими двойниками. Зерна КППШ (16 %) по большей части пелитизированы. Вторичные минералы – серицит (до 23 %), образующий разрозненные пучки и субпараллельные маломощные прослои из тонких игольчатых зерен; хлорит (до 25 %) – мелкие удлиненные чешуйки, которые развиваются по мелкозернистой основной массе кварца либо образуют вместе с серицитом ориентированные прослойки. К второстепенным минералам, зафиксированным не во всех исследуемых шлифах, относится эпидот (5–30 %), представленный в виде округлых зерен с ясным рельефом, которые образуют либо маломощные цепочки в хлорит-серицитовых прожилках, либо распространены в зернах кварца и плагиоклаза. Интерференционная окраска пестрая, второго порядка. Иногда отмечается наличие карбоната в виде сплошного угловатого агрегата с нечеткими оплавленными гранями, развитого по трещинам. Акцессорные минералы – циркон, титанит, гранат, борнит.

Граниты – гнейсовидные светлые породы иногда со значительным (до 30 %) содержанием хлорита, который придает зеленоватый оттенок. В основном породы состоят из идиоморфных зерен дымчатого кварца и полевого шпата, которые заключены в серицит-хлоритовый сланцевый матрикс. Микроструктура гранитная. В минеральном составе до 40 % приходится на кварц, мелкие зерна (0,04 мм) которого выполняют межзерновое пространство, крупные (до 2,5 мм) являются порфировыми включениями. Ограничения преимущественно зазубренные. Микроклин (до 10 %) встречается ограниченно. В отдельных разностях отмечается наличие микроклин-пертита (1,4–2,0 мм), который иногда присутствует в довольно заметных количествах (до 25 %). Плагиоклаз (20 %) представлен длиннопризматическими зернами с полисинтетическими двойниками альбита и олигоклаза, замещенными (до 5 %) серицитом. Биотит (5 %) – чешуйчатый минерал (0,05–0,1 мм) слегка удлиненной формы, образующий сростки. Плеохроизм – от бледно-зеленого до темно-коричнево-зеленого цвета. Мусковит (2 %) – мелкие чешуйки (0,8–0,1 мм), сосредоточенные в большей степени в биотитовых сростках. Акцессорные минералы – циркон, магнетит, гематит, апатит, титанит.

Породы, слагающие комплекс, образуют непрерывный ряд от основных до кислых разновидностей (рис. 27). По петрохимической классификации они соответствуют гранитам, лейкогранитам, кварцевым диоритам, габбро, в том числе умереннощелочного подотряда ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}53\%$). Магматиты имеют калиево-натриевый тип щелочности, являются преимущественно умереннокалиевыми ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ на уровне 2,8–5,5 %), редко умереннощелочными (до 5,7 % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), принадлежат к известково-щелочной серии и относятся к плюмазитовому типу. В габбро отмечается преобладание натрия, содержание титана изменчиво при нормальной глиноземистости.

Характерной особенностью является схожее поведение лантаноидов во всех типах пород, графики распределения которых имеют сглаженную кривую с отрицательным наклоном и незначительным преобладанием легких элементов над тяжелыми ($\text{La/Yb} = 3,9\text{--}7,1$). Европиевая аномалия практически не выражена; общая сумма РЗЭ колеблется от 54 до 155 г/т (рис. 28, 29).

Габбро сыснинского комплекса специализированы на Ag, Hf, Ta, W, Th, U при дефиците Cr, Ni, Cu, Rb, Mo, Cs, Ba, Pb (рис. 30). Умереннощелочные разновидности отличаются высокими концентрациями Mo, Ag, Sb, Ta и низкими Li, Rb, Cs, Pb. Геохимические особенности интрузивов второй фазы выражены в высоких кларках Ag, повышенных Sb, Ta, низких и пониженных концентрациях Cr, Ni, Cu, Zr, Nb, Mo, Hf. Несколько отлична от остальных геохимия кислых пород, где отмечаются надкларковые содержания Sr, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu (рис. 31), при пониженных Be, Rb, Zr, Mo, Cs, Hf, Th, U.

Большинство геодинамических диаграмм для кислых и основных пород говорят о формировании комплекса в обстановках, близких к островодужным (рис. 32, 33) [32]. Значительно реже фигуративные точки ложатся в поля континентальных базальтов и постколлизийных образований. Кислые разновидности принадлежат к S-типу (рис. 34).

Металлогения комплекса определяется связью пунктов минерализации и аномалий золота (золото-сульфидно-кварцевая формация) с кислыми и средними породами.

Геологический возраст пород комплекса предлагается позднерифейским на основании интродуирования ими вмещающих отложений мороинской свиты верхнего рифея, а также данных, полученных авторами на листе Р-40-ХІІ, где изотопный возраст среднезернистых гранитов, определенный U-Pb методом по цирконам, показал значения 653,8–652,5 млн лет [66, 68].

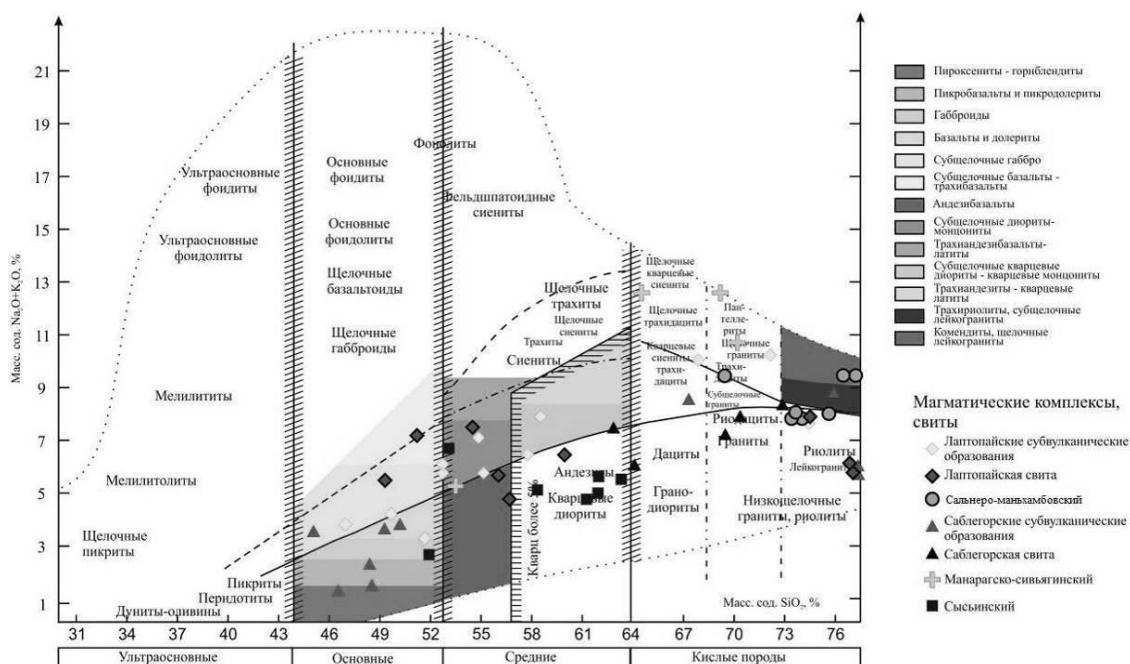


Рис. 27. Положение фигуративных точек пород магматических комплексов и свит Ляпинской СФЗ на TAS-диаграмме классификации магматических горных пород [14].

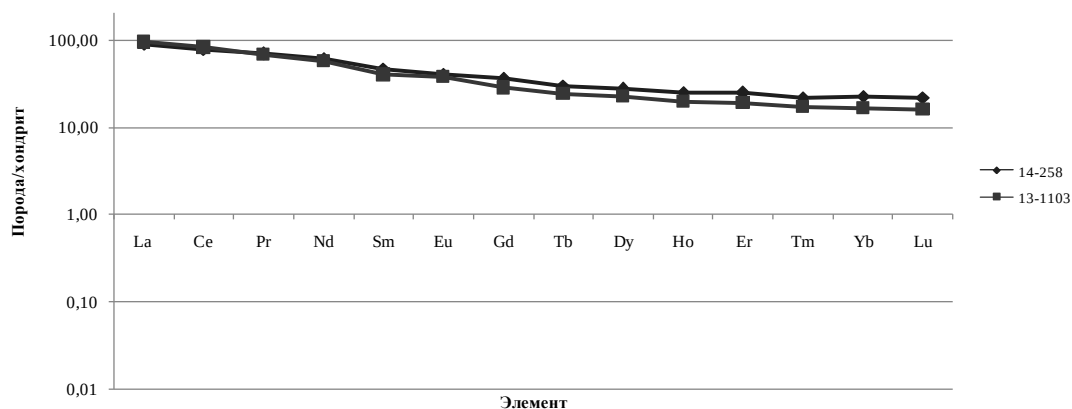


Рис. 28. Содержание РЗЭ в породах I фазы сысыйнского комплекса.

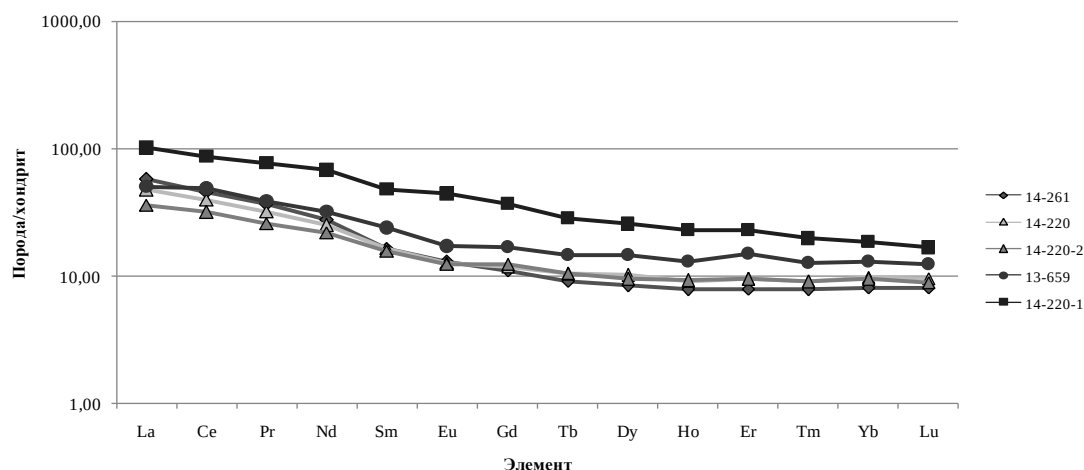


Рис. 29. Содержание РЗЭ в породах II и III фаз сысыйнского комплекса.

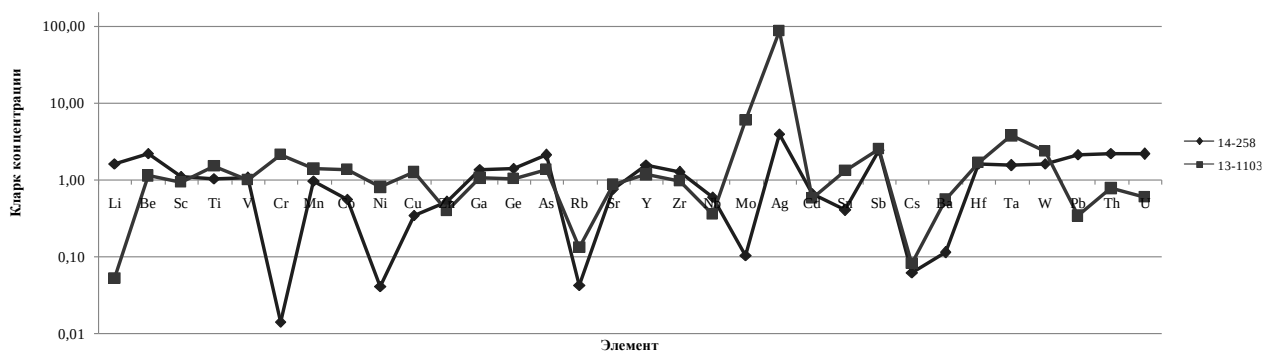


Рис. 30. Содержания микроэлементов в породах I фазы сыснинского комплекса.

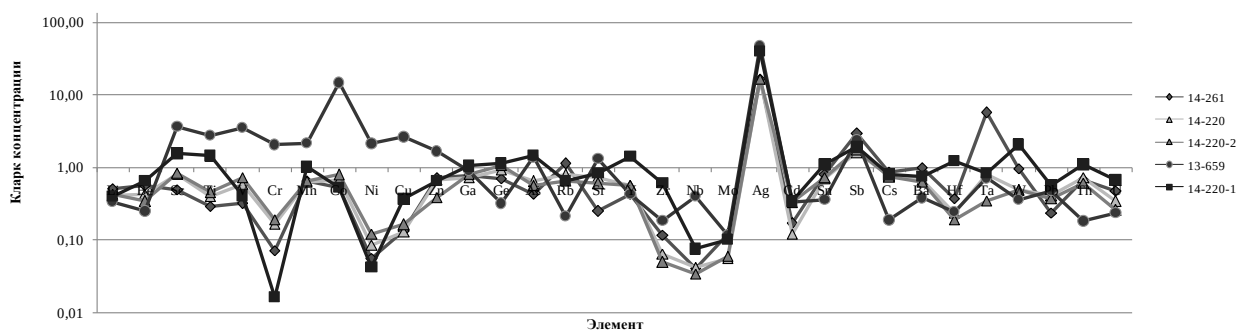


Рис. 31. Содержания микроэлементов в породах II и III фаз сыснинского комплекса.

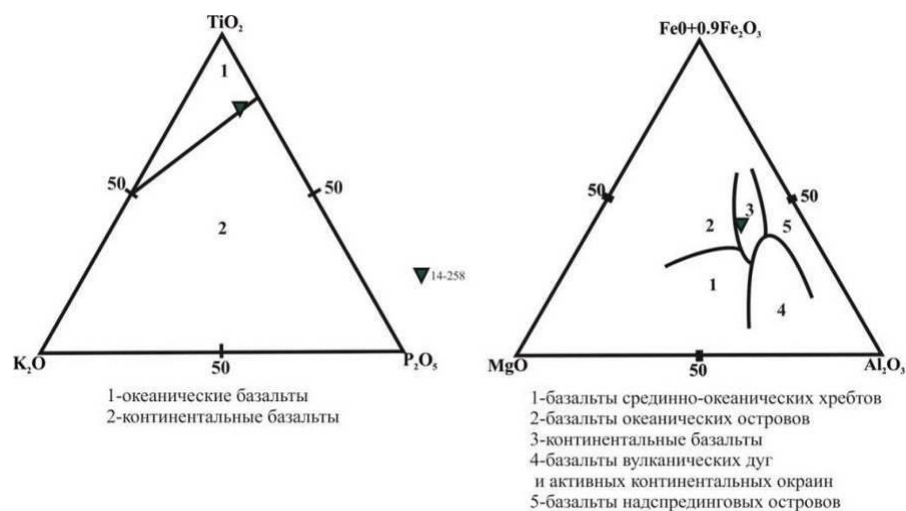


Рис. 32. Положение габбро сыснинского комплекса на диаграммах Т. Х. Пирса.

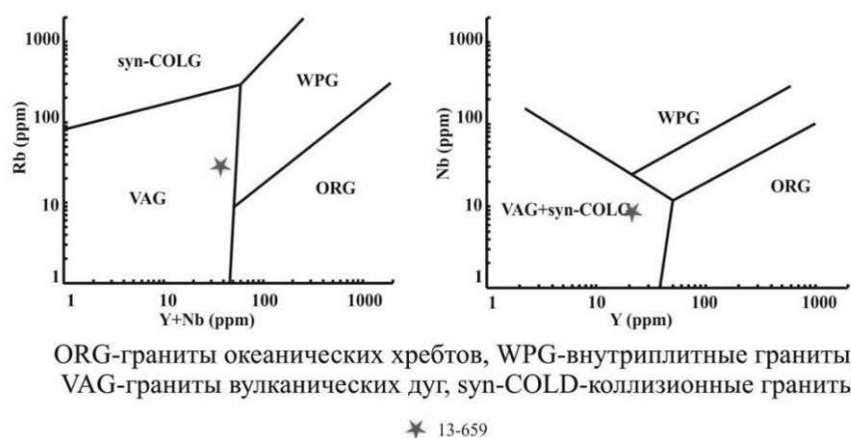


Рис. 33. Положение гранодиоритов сыснинского комплекса на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса Rb-(Y+Nb) и Nb-Y.



Рис. 34. Положение гранодиоритов сыснинского комплекса на диаграмме J. Maeda (1990 г.).

Саблегорские субвулканические образования объединяют малые тела и дайки риолитов, долеритов, габбродолеритов, комагматичных эффузивным фациям саблегорской свиты. Выходы пород контролируются крупными разломами субмеридионального (Североманьхамбовский (10), Верхнеталминский (12), Парьяурский (9)) и северо-западного (Тиль-тильминский (4), Попельский (18)) направления, а также широко представлены в виде радиальных и кольцевых даек в строении палеовулканических структур (Западновольтинская (1), Подчеремско-Тельпосская (2) и Яныманьинская (3)). Выделяются две фазы: первая представлена долеритами ($\beta\text{RF}_3\text{sb}_1$), габбродолеритами ($v\beta\text{RF}_3\text{sb}_1$); вторая ($\lambda\text{RF}_3\text{-Vsb}_2$) риолитами и умереннощелочными риолитами.

Субвулканические образования основного состава представлены дайками и силлами протяженностью первые сотни метров, ориентированными согласно с простираем вмещающих пород. Они достаточно уверенно выделяются по магнитным свойствам на фоне вмещающих свит и комплексов, образуя локальные аномалии интенсивностью до 500–800 нТл, ориентированные субмеридионально. На космоснимках они не идентифицируются из-за относительно небольших размеров. Тела кислого (вторая фаза) состава находятся в полях фоновых значений

ΔT (от -200 до -300 нТл); гравитационное поле однородное – от 0 до 18 мГал. В наиболее крупных интрузиях, расположенных в северном и северо-восточном обрамлениях массива Илья-Из, естественная радиоактивность пород достигает 28 мкР/ч. Поля развития пород сопровождаются аномалиями калия ($1-3$ г/т), тория ($5-17$ г/т) и урана (10 г/т), выявленными аэрогаммаспектрометрическими методами. Магнитная восприимчивость пород – $85 \cdot 10^{-5}$ ед. Си.

Долериты (первая фаза) – массивные породы светло-зеленого и зеленого цветов с розоватыми оттенками в зальбандах. Структура – от афировой до порфировой; микроструктура преимущественно бластофировая. Отмечаются тела долеритов (гломеропорфировые долериты) с крупными порфировыми выделениями пироксена до $1-1,5$ см. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин-лабрадорového ряда) до 38% – реликтовые короткотаблитчатые (до $0,15$ мм) индивиды практически полностью сосюритизированы; авгит (незначительная часть (до 5%) замещена хлоритом) – до 35% , форма зерен таблитчатая, очертания рваные. Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, анатаз, титанит, циркон.

Интрузии кислого состава развиты значительно шире и представлены риолитами и умереннощелочными риолитами с порфировой и афировой структурами. Риолиты с порфировой структурой являются наиболее распространенной петрографической разновидностью. Они образуют достаточно крупные тела как изометричной, так и линейно вытянутой формы, размером до нескольких километров в поперечнике. Отчетливо фиксируются закаленные контакты интрузий и даек.

Риолиты (вторая фаза) – породы от светло-серого с лиловым оттенком до вишнево-серого цвета, измененные безрезитизированные разности осветлены. Текстура массивная или флюидальная, до сланцеватой; структура порфировая или редкопорфировая, иногда афировая; излом часто раковистый. Основная масса – микрозернистая; микроструктура фельзитовая, аллотриоморфнозернистая, представленная достаточно сложно идентифицируемым кварц-полевошпатовым агрегатом. Минеральный состав: плагиоклаз от альбита до андезина; диагностируются удлиненные зерна роговой обманки (до 10%) и мелкие зерна эпидота (до 5%). Вкрапленники представлены кварцем ($10-40\%$), ортоклазом (до 30%) и плагиоклазом (до 20%); редко отмечается биотит. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонат. Акцессорные минералы составляют не более $3-5\%$, это – циркон, магнетит, гематит, титанит, айкинит, ортит, пирохлор, сфалерит.

Магматиты комплекса по химическому составу делятся на две обособленные группы. В резко подчиненном количестве находятся переходные разновидности среднего состава. Первая группа по петрохимической классификации относится к семейству габбро ($\text{SiO}_2 = 48-50\%$) нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,7-3,8\%$) (рис. 27), обладает повышенной щелочностью и характеризуется преобладанием калия над натрием и наоборот. Долериты являются низкоглиноземистыми разностями при повышенных содержаниях титана и железа ($\text{FeO}^* = 16-18,5\%$). Химический состав второй группы, представленной риолитами, трахириолитами, при широких вариациях щелочей от нормального до щелочного ряда ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5,5-9,5\%$) обладает высоким содержанием кремнезема (вплоть до появления ультракислых (SiO_2 до 77%) разновидностей), преобладанием окисного железа, а также низкой титанистостью и переменной глиноземистостью.

Спектры РЗЭ базитов характеризуются отрицательным наклоном кривой с незначительным преобладанием легких элементов ($\text{La/Yb} = 2,0-2,7$); европиевая аномалия отсутствует (рис. 35); сумма РЗЭ составляет $80-122$ г/т. По характеру поведения лантаноидов в кислых породах графики разделились на две подгруппы (рис. 36). В первой наблюдается незначительный дефицит тяжелых элементов над легкими ($\text{La/Yb} = 3,5-4$) и отчетливая отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0,16-0,45$). Сумма лантаноидов находится на уровне $135-190$ г/т. Во второй подгруппе лантаноиды представлены V-образным графиком с положительным трендом ($\text{La/Yb} = 0,2$) и невысокими общими содержаниями РЗЭ (порядка 32 г/т), отвечая измененным разностям.

Геохимическая специализация основных пород выражена в надкларковых концентрациях Li, V, As, Sb, периодически – Cu, W; в нижекларковых присутствуют Cr, Ni, Rb, Cs, Mo, Sn. Породы значительно обогащены Ag (рис. 37). Спектр микроэлементов кислых пород достаточно контрастный и неоднородный; среди содержаний элементов можно отметить стабильно высокие концентрации ($\text{Kk} > 10$) – Ag, Bi, повышенные ($\text{Kk} > 1$) – Ta, U и низкие – V, Tl (рис. 38).

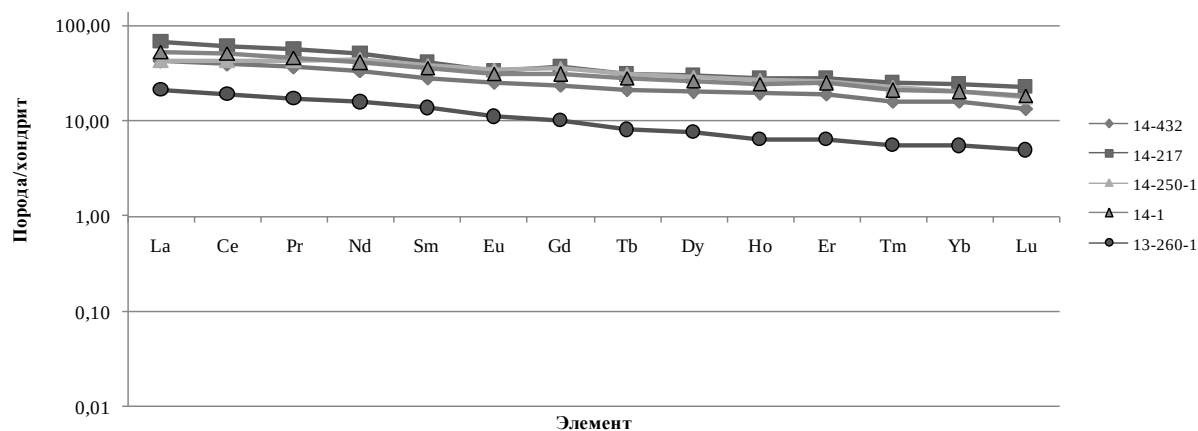


Рис. 35. Распределение РЗЭ в основных породах саблегорских субвулканических образований.

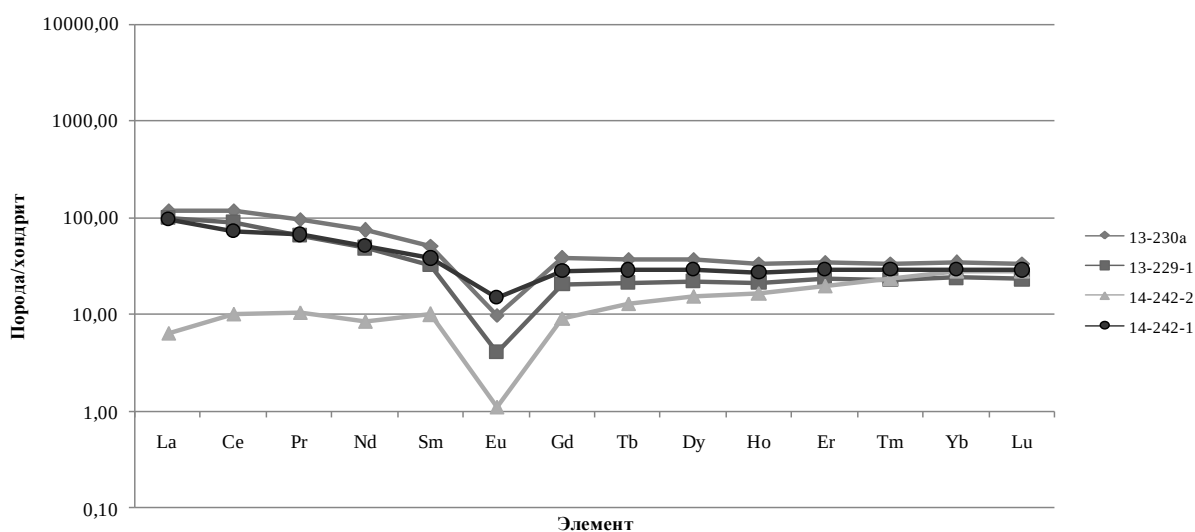


Рис. 36. Распределение РЗЭ в кислых породах саблегорских субвулканических образований.

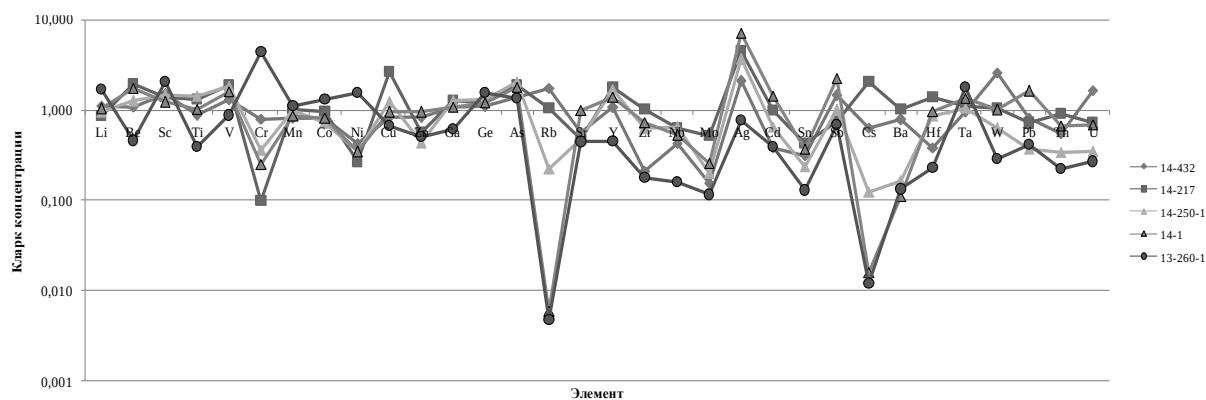


Рис. 37. Кларки концентраций в базитах саблегорских субвулканических образований.

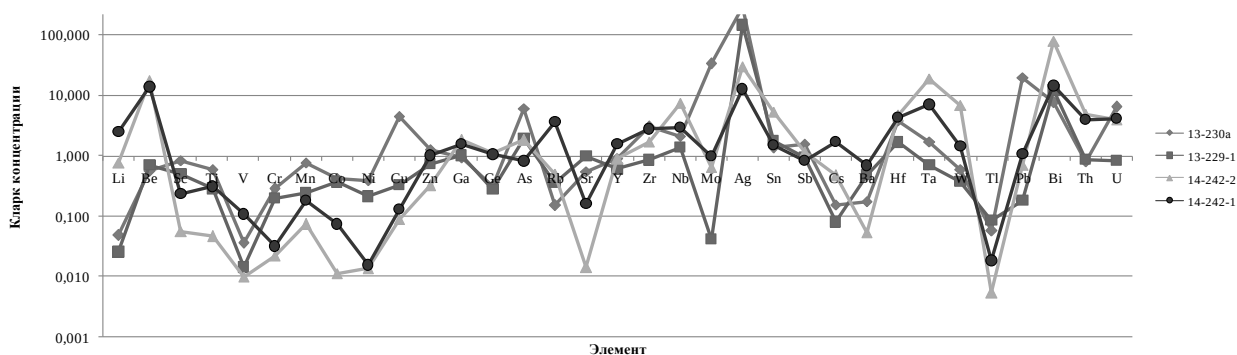


Рис. 38. Кларки концентраций в кислых породах саблегорских субвулканических образований.

На геодинамической диаграмме в координатах $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ точки основных пород с небольшим разбросом занимают граничные положения между полями континентальных (внутриплитных) и базальтов океанических островов. В координатах $\text{Ti/Y}-\text{Nb/Y}$ они расположились в области сочленения внутриплитных и MORB базальтов; на диаграмме $\text{TiO}_2-\text{MnO} \times 10-\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ составы пород тяготеют к полям COX и толеитов океанических островов (рис. 39).

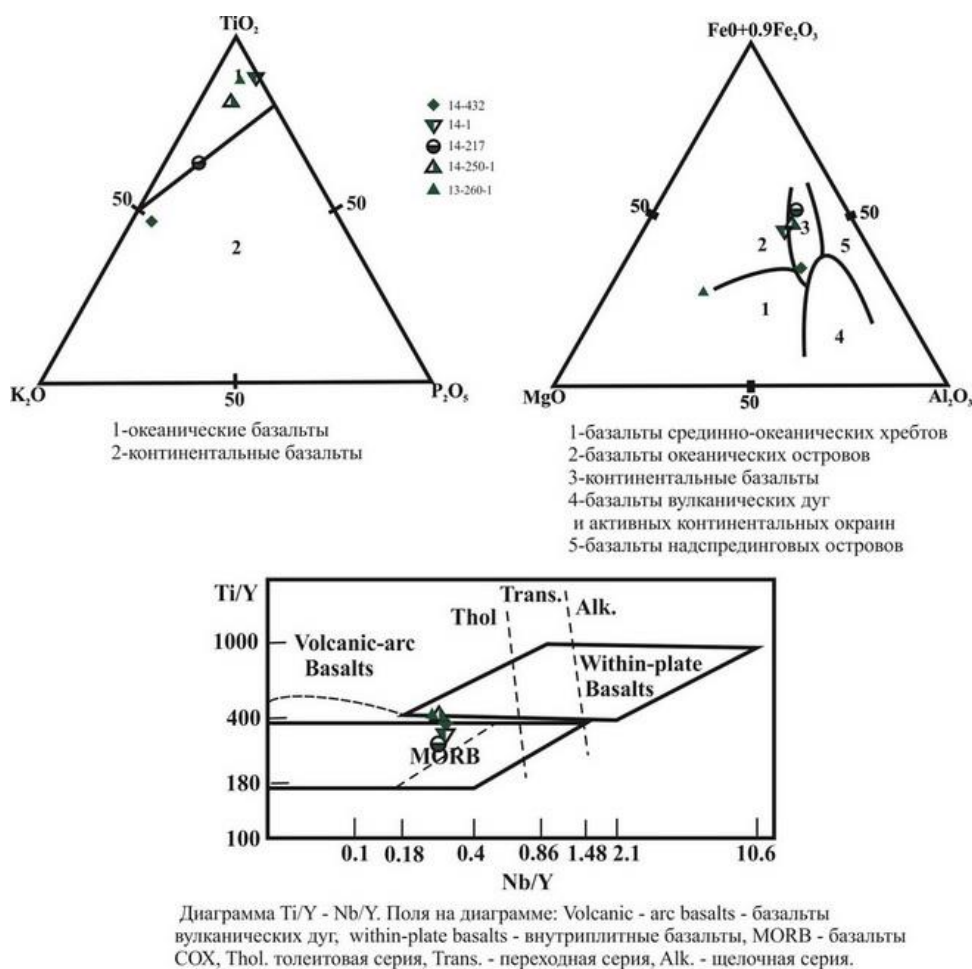


Рис. 39. Положение базитов саблегорских субвулканических образований на диаграммах Т. Х. Пирса (вверху) и в координатах $\text{Ti/Y}-\text{Nb/Y}$.

На диаграммах (рис. 40) фигуративные точки второй фазы комплекса дают большой разброс. Так, по соотношению Rb-(Y + Nb) и Nb-Y риолиты и трахидациты близки к внутриплитным образованиям, отвечая составам S- и, реже, А-гранитов (рис. 41).

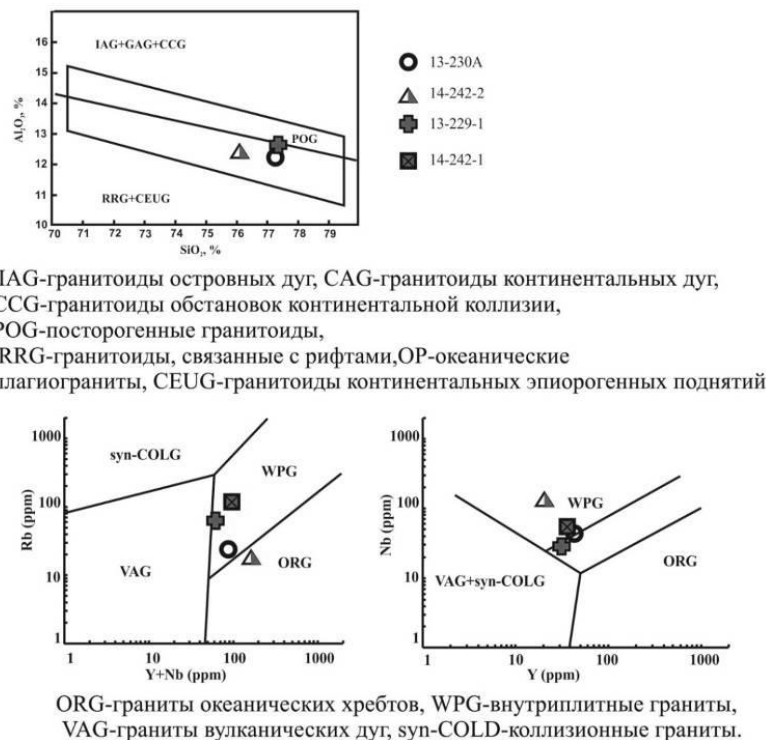


Рис. 40. Положение кислых саблегорских субвулканических образований на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса (внизу) и П. Мениара, Ф. Пикколи.

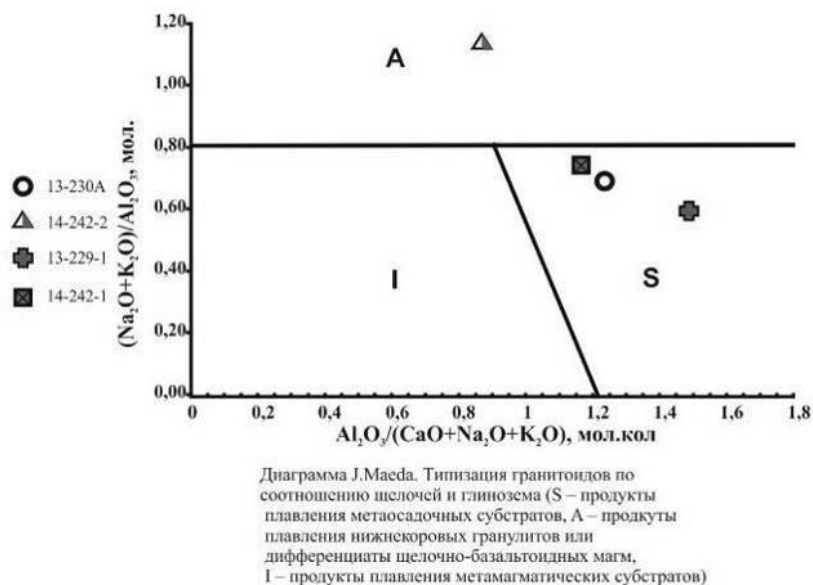


Рис. 41. Положение кислых магматитов саблегорских субвулканических образований на диаграмме J. Maeda (1990 г.).

Таким образом, порфиновый тип пород, высокая калиево-натриевая щелочность, контрастность состава субвулканической фации (базальты–риолиты), наличие реликтов аппаратов цен-

трального типа, несущих признаки наземных извержений (краснокаменный облик), преимущественно эксплозивный характер вулканизма, ассоциация с молласоидами, саличный тип металлогенической специализации свидетельствуют о том, что саблегорский вулканический комплекс носит черты субсеквентного по Штилле (1964 г.) магматизма, формирование которого происходило, по-видимому, в условиях сжатия на коллизионной стадии байкалид.

Металлогения комплекса обусловлена связью с ним аномалий золота, проявлений меди, полиметаллов (Речное и др.), редких металлов и урана (Редка 1, 2).

Возраст субвулканических образований принимается поздерифейско-ранневендским на основании их геологического положения, данных изотопного исследования U-Pb методом по цирконам 590–560 млн лет [95]; данных изотопного исследования Sm-Nd методом (изохроны – пироксен–вал и амфибол–вал) пород первой фазы со значениями 669 млн лет (рис. 42) и 563 млн лет (рис. 43), которые, вероятно, свидетельствуют о позднерифейском возрасте становления магматических образований и их поздневендском метаморфическом преобразовании. Следует также отметить, что модельный возраст составляет 1387 млн лет, отвечая раннерифейскому возрасту субстрата (табл. 1).

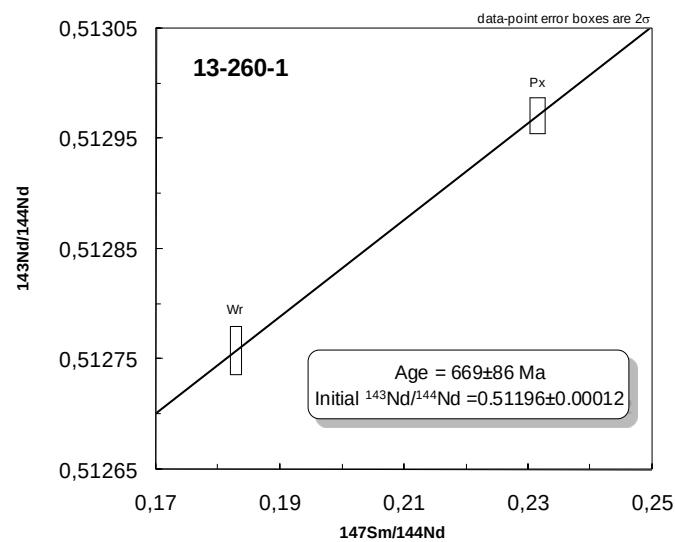


Рис. 42. Sm-Nd изохрона (пироксен–вал) субвулканических порфировых базальтов саблегорской свиты.

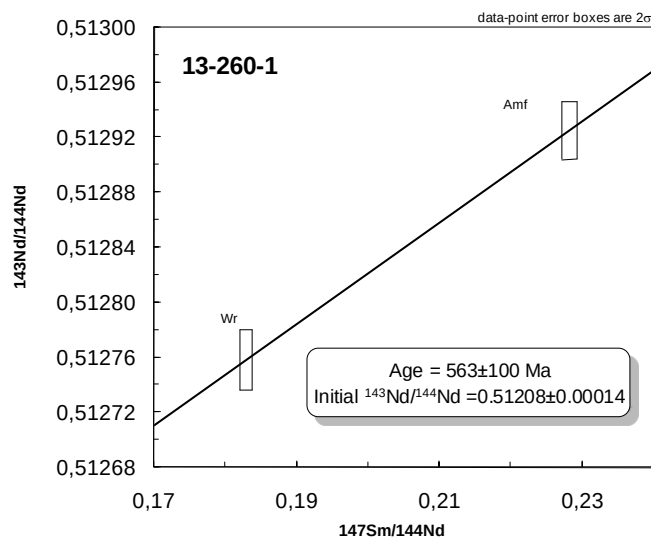


Рис. 43. Sm-Nd изохрона (амфибол–вал) субвулканических порфировых базальтов саблегорской свиты.

Данные изотопного исследования Sm-Nd методом порфирового базальта

Авторский номер	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	T_{DM} , млн лет
13-260-1 Amf	5,02	13,3	0,2282	0,0011	0,512925	0,000021	
13-260-1 Wt	2,65	8,76	0,1829	0,0009	0,512758	0,000022	1387
13-260-1 Px	5,82	15,2	0,2315	0,0012	0,512971	0,000016	

Манарагско-сивьягинский комплекс габбро-монцонит-диоритовый ($\mu, \xi V, ms$) впервые выделен Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом [122] на Приполярном Урале, в бассейнах рек Сивьяха и Манарага, где и расположен его петротип (верховья р. Сивьяха и на р. Манарага).

В пределах листа Р-40-VI установлены только небольшие интрузии комплекса (массив Талтминский) и их дайковые дериваты (монцодиориты, монцониты, сиениты), имеющие субмеридиональную ориентировку и прорывающие вмещающие их метаморфизованные толщи моринской и саблегорской (нижняя толща) свит в пределах северной части Маньхамбовского антиклинория. Они развиты на северном продолжении Яныманьинской палеоструктуры в пределах Талтминско-Вольинской синклинали (ТВ). Интрузии контролируются региональными разломами преимущественно субмеридионального направления: Парьяурским (9), Ятыинско-Ойканьерским (13) и Няйско-Щугорским (16).

Наиболее крупный Талтминский массив закартирован в районе высоты 343,3 м и имеет в плане изометричную форму (шток) размером $0,7 \times 0,5$ км. В петрографическом отношении массив представлен монцонитами, монцодиоритами и кварцевыми сиенитами. С поверхности породы выветрелы и метасоматически изменены в связи с широким развитием кварцевожильной минерализации, напоминающей штокверковую систему. В связи со слабой обнаженностью высоты детально откартировать все разновидности пород не удалось.

В геофизических полях породы комплекса соответствуют контрастным отрицательным магнитным аномалиям, с вариациями значений ΔT от -100 до -400 нТл, гравитационное поле положительное (от 14 до 16 мГал). Породы имеют несколько повышенную радиоактивность и характеризуются равномерным гамма-полем со средней интенсивностью 5 мкР/ч. Естественная радиоактивность пород – 16–25 мкР/ч. На спектрозональных космоснимках дешифрируются по зеленому и сине-фиолетовому фототону.

Монцониты – серые среднезернистые до крупнозернистых породы, внешне похожие на граниты, но не содержащие кварца. Текстура массивная; микроструктура монцонитовая, характеризующаяся резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к КППШ. Минеральный состав: микроклин, ортоклаз (38 %) – зерна с простыми двойниками, двупреломление 0,006 (светло-серые) со слабозаметной микроклиновой решеткой. Плагиоклаз (20 %) – в основном это таблитчатые зерна, редко призматические с четкими полисинтетическими двойниками (№ 28 олигоклаз). Роговая обманка (15 %) в виде призматических зерен, плеохроизм Ng-темно-коричнево-зеленый, Nr – желтовато-зеленый; спайность четкая по двум направлениям под углом 120° . Из группы слюд отмечается мусковит (9 %). Вторичные минералы – хлорит (8 %), соссюрит. Акцессорные минералы: циркон – единичные зерна с нечеткими пирамидальными ограничениями, ильменит, апатит, пирит.

Монцодиориты – породы светло-серые средне- и мелкозернистой структуры, массивной текстуры с редкими маломощными (до 1 мм) кварцевыми прожилками. Микроструктура грубомилонитовая, на что указывает сочетание длинных цепочек серицита и стильпномелана с участками таблитчатого плагиоклаза, среди которых реликтивно сосредоточены крупные (0,3–0,7 мм) зерна КППШ (санидин). Минеральный состав: андезин (до 50 %) – полисинтетически sdвойникованные таблитчатые зерна с «рваными» ограничениями; КППШ (санидин) (до 20 %) – изометричные зерна с нечеткими ограничениями, слабым отрицательным рельефом, двупреломление – 0,006 (светло-серый); кварц (10 %) в виде неправильных зерен, хаотично распределенных по породе. Из группы слюд отмечаются стильпномелан (4 %) и серицит (4 %). Вторичные минералы представлены хлоритом и соссюритом (до 2 %). Акцессорные минералы: циркон – единичные зерна с дипирамидальными ограничениями, пирит.

Сиениты – среднезернистые светло-серые породы массивного облика; микроструктура каткластическая. Основная масса (64 %) и основной породообразующий минерал – микроклин-

пертит. Плаггиоклаз (№ 8 альбит) (15 %) – сильно измененные и деформированные зерна с редкими полисинтетическими (реликтовыми) двойниками, 5 % зерен плаггиоклаза интенсивно сосюритизированы. Кварц (5 %) в виде редких вкраплений. В минеральном составе значительное содержание стильпномелана (15 %), образующего радиально-лучистые скопления. Плеохроизм по Nr – светло-золотисто-желтого цвета, по Ng – буро-коричневый. Акцессорные минералы: циркон – единичные кристаллы с дипирамидальными вершинами, ортит (1 %) слабо плеохроирует в темно-серо-буро-коричневых цветах, по периферии развита бурая «рубашка»; сфен.

По химизму магматиты отвечают умереннощелочным средним и кислым разностям калиево-натриевого типа ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}70\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,1\text{--}12,9\%$). Для них характерны низкие содержания титана и повышенные содержания глинозема; монцитониты обогащены кальцием.

Графики лантаноидов для средних составов имеют слабую отрицательную тенденцию (рис. 44) и сглаженную форму при содержаниях РЗЭ на уровне 90 г/т. В кислых умереннощелочных породах проявлен отчетливый дефицит тяжелых редкоземельных элементов относительно легких ($\text{La/Yb} = 15\text{--}45$) и наблюдается небольшая отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0,4\text{--}0,5$). Сумма РЗЭ в пределах 120–176 г/т.

В умереннощелочных кислых разностях присутствуют в повышенных количествах Zr, Nb, Hf; рудных концентраций достигают Ag, Pd, а низкие содержания характерны для Li, V, Ge, Sr, Cs, Pb (рис. 45). Геохимия монцитонитов несколько отлична, высокие кларки концентрации наблюдаются для Ag, Pd, при дефиците Li, Cr, Zr, Nb, Sb, Cs, Pb. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса фигуративные точки кислых и основных пород ложатся в поля внутриплитных составов (рис. 46, 47), отвечая гранитам А-типа и континентальным базальтам (рис. 48).

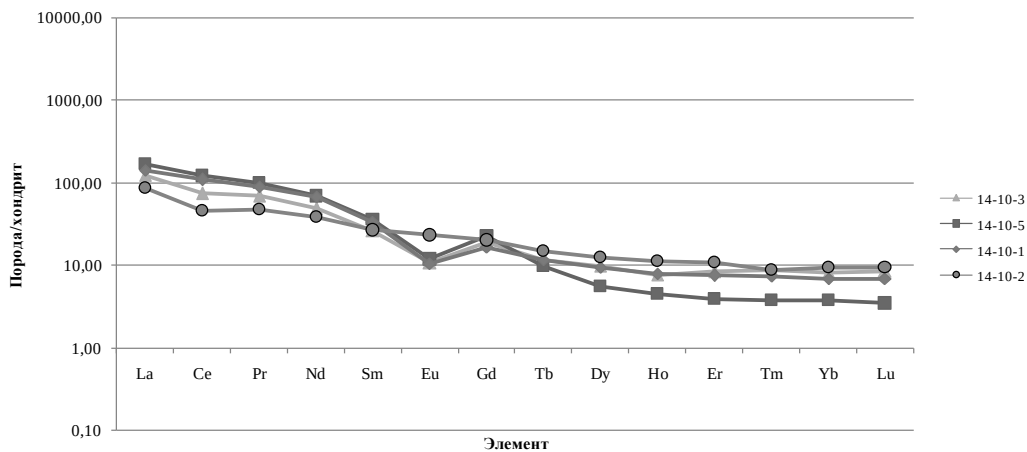


Рис. 44. График распределения РЗЭ в породах манарагско-сивьягинского комплекса.

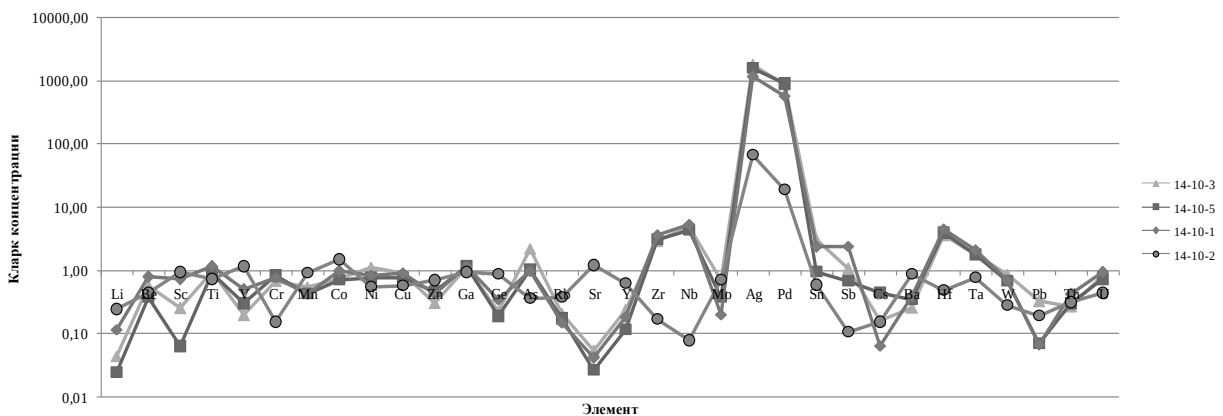


Рис. 45. Содержания микроэлементов в породах манарагско-сивьягинского комплекса.

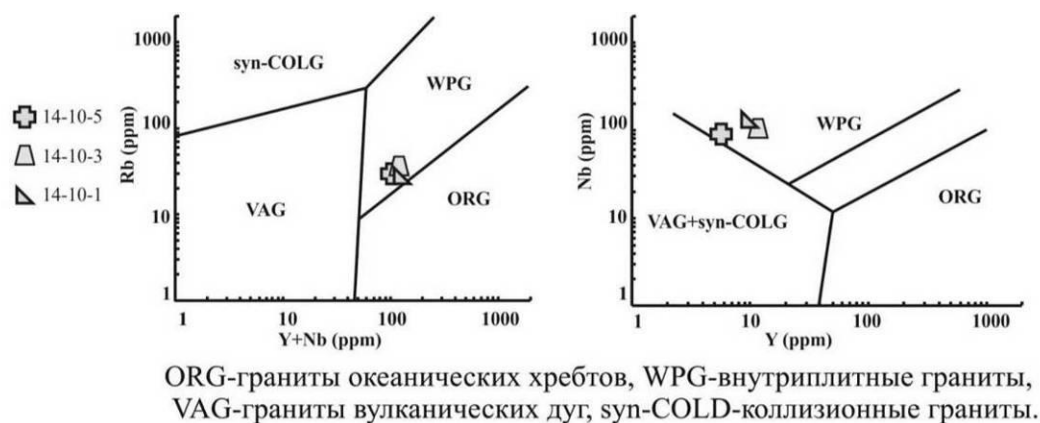


Рис. 46. Положение фигуративных точек пород манарагско-сивьягинского комплекса на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса.

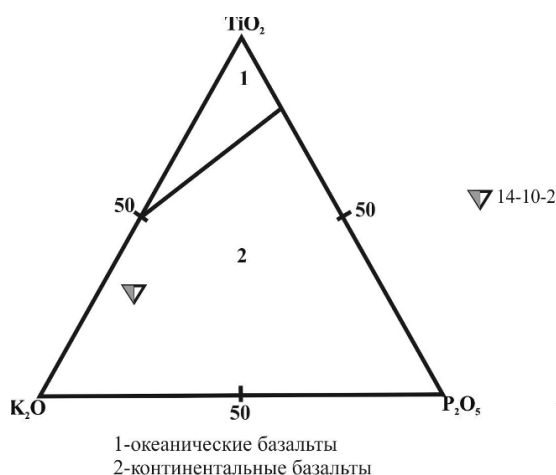


Рис. 47. Геодинамическая характеристика пород манарагско-сивьягинского комплекса.

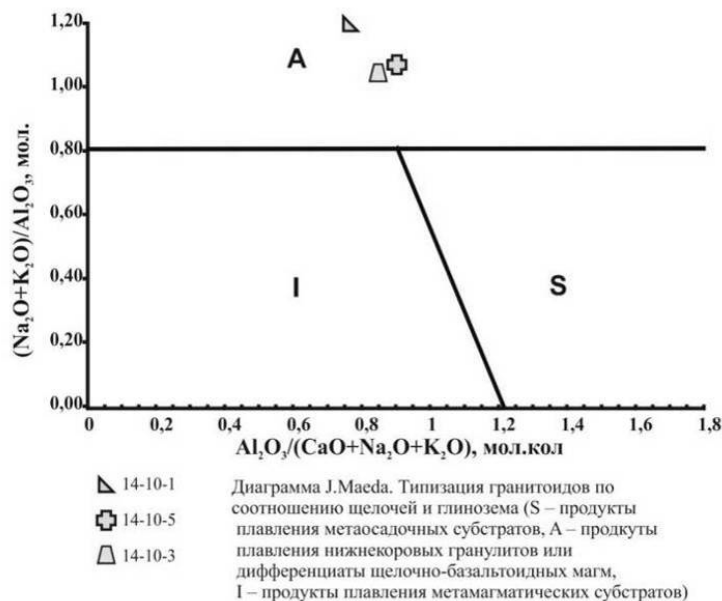


Рис. 48. Положение фигуративных точек пород манарагско-сивьягинского комплекса на диаграмме J. Maeda (1990 г.).

Металлогеническая специализация обусловлена возможной связью редкометалльной минерализации с породами комплекса.

Возраст пород комплекса принят ранневендским на основании их геологического положения и полученных авторами изотопно-геохимических данных по сиенитам и монцонитам (рис. 49, 50, табл. 2), показавших значения 566 ± 5 млн лет (U-Pb цирконы SHRIMP-II) и 574 ± 56 млн лет (Sm-Nd) соответственно.

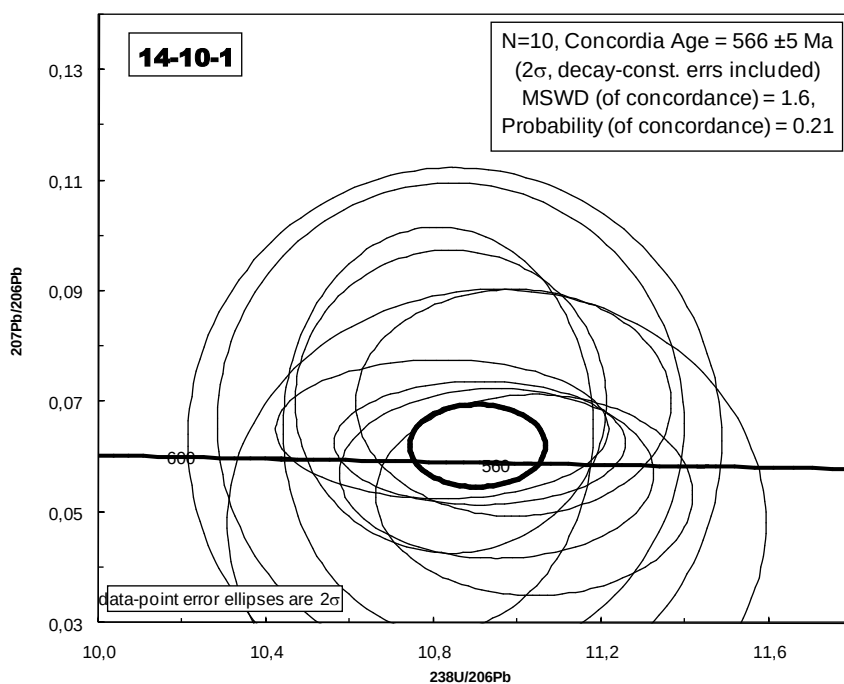


Рис. 49. U-Pb систематика цирконов из кварцевых сиенитов манарагско-сивьягинского комплекса (SHRIMP-II).

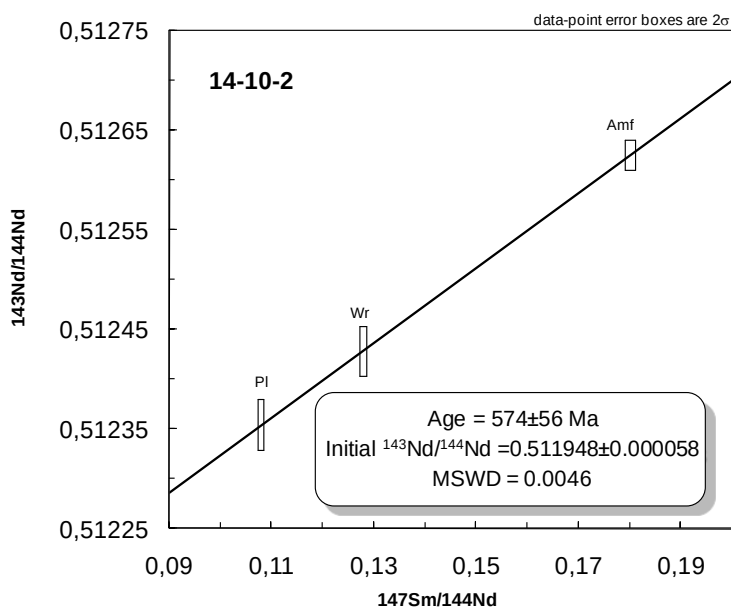


Рис. 50. Sm-Nd изохрона монцонитов манарагско-сивьягинского комплекса.

Изотопно-геохимические данные (Sm-Nd метод) по монцонитам

Авторский номер	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	T_{DM} , млн лет
14-10-2 Pl	1,45	8,12	0,1079	0,0005	0,512354	0,000026	
14-10-2 Wr	5,54	26,2	0,1279	0,0006	0,512428	0,000025	1294
14-10-2 Amf	9,89	33,2	0,1801	0,0009	0,512625	0,000015	
			0,2140		0,513160		

Лаптопайские субвулканические образования представлены небольшими телами и дайками основного, кислого и реже среднего составов, закартированными в пределах северной части Маньхамбовского антиклинория. Выделяются две фазы внедрения: первая представлена риолитами ($\lambda V_2\text{-}\mathcal{C}lp_1$), трахириолитами ($\tau\lambda V_2\text{-}\mathcal{C}lp_1$), трахириодацитами ($\tau\lambda\zeta V_2\text{-}\mathcal{C}lp_1$); вторая – долеритами ($\beta V_2\text{-}\mathcal{C}lp_2$), габбродолеритами ($v\beta V_2\text{-}\mathcal{C}lp_2$), трахидолеритами, трахибазальтами ($\tau\beta V_2\text{-}\mathcal{C}lp_2$), трахиандезибазальтами ($\tau\alpha\beta V_2\text{-}\mathcal{C}lp_2$). Субвулканические образования имеют весьма четкую структурную приуроченность к узким линейно вытянутым грабенообразным структурам, выполненным молассоидами лаптопайской свиты. Их контролируют меридиональные разломы Кулемшорско-Маньхамбовской зоны (Парьяурский (9), Североманьхамбовский (10) и региональный (Верхнеталтминский (12) дизъюнктив северо-северо-восточного простирания. В западной части планшета в пределах Педынской (ПЕ) и отчасти Подчеремской (ПО) антиклиналей, они представлены в основном дайками и малыми интрузиями основного и умереннощелочного состава, включая монцодолериты и трахибазальты. Это интрузии размером от 0,5 до 8 км в длину при мощности первые десятки и даже сотни метров (реки Семидырка, Тельпосью, Хальмерья, Няртсю). Вторая полоса развития лаптопайских субвулканических тел приурочена к узкой грабенообразной структуре, контролируемой Верхнеталтминским (12) нарушением, пересекающим с юга на север весь лист Р-40-VI. Здесь, в истоках рек Талтма, Яныманья, отчасти Тильтильма и, по-видимому, Туяхланья довольно широко представлены как собственно дайки вышеперечисленных пород, так и их экструзивные и жерловые коагматы. Последние закартированы авторами в виде небольших штокообразных тел (выс. 474; 675 м и др.), окаймленных эруптивными брекчиями трахиандезибазальтов и трахидолеритов размером 250–500 м в поперечнике. При этом установлен антидромный характер эруптивной деятельности, что (как и состав) резко отличает последние от саблегорских субвулканических образований.

В пределах листа Р-40-VI данные магматиты характеризуются резкими контрастными аэроаномалиями ΔT (660–900 нТл); гравитационное поле отрицательное (–4 мГал); кислые разности отбиваются значительными аэроаномалиями урана и особенно тория. Естественная радиоактивность кислых пород составляет 20–25 мкР/ч, а основных – 4–5 мкР/ч. На МКС субвулканические тела из-за небольших размеров сливаются с фототонном окружающих пород и только отдельные высоты, сложенные субинтрузиями, выделяются ярко-зеленым цветом на серосине-фиолетовом фоне.

Риолиты, трахириолиты (первая фаза) – породы темно-вишневого цвета, порфировой и редкопорфировой структуры, массивной текстуры. Вкрапленники размером от 0,2 до 0,6 мм представлены кварцем, иногда полевым шпатом (олигоклазом и ортоклазом). Олигоклаз в полисинтетических двойниках имеет угол угасания 23°. Основная масса криптозернистая, размер зерен 0,01 мм, сложена кварц-полевошпатовым мезостагисом и имеет микрофельзитовую микроструктуру. Акцессорные минералы – магнетит, барит, гематит, циркон, минералы группы эпидота, ильменит, халькопирит, карбонаты меди, турмалин, амфибол, пирит, муассанит, пироклор.

Трахидолериты, трахиандезибазальты (вторая фаза) – породы серовато-зеленого цвета, афировые, иногда с раковистым изломом, часто содержат выделения кварца в виде заполнения им миндалин и пустот. Микроструктура гиалопилитовая, в которой различимы мельчайшие (0,01–0,02 мм) иголки (микролиты) плагиоклаза (андезина № 40) (30–35 %). Миндалекамен-

ную текстуру породе придают редкие неправильной формы линзовидные скопления вторичных минералов: кварца (до 25 %), хлорита (1–15 %) и соссюрита (5–15 %). Акцессорные минералы (до 5 %) – гематит, магнетит, сфен, амфибол, ильменит, апатит, рутил, циркон, лейкоксен, пирит, галенит.

Комплекс представлен субвулканическими и жерловыми телами основного, кислого и реже среднего составов (рис. 27). Породы характеризуются повышенной щелочностью ($K_2O + Na_2O$ до 10,5 %). Основные разновидности нормального ряда соответствуют монцодолеритам, трахиандезитам с повышенными содержаниями кремнезема ($SiO_2 = 47–53$ %), для которых характерен натриевый тип щелочности; в составе периодически появляется кварц. Специфический химизм средних пород (высокие концентрации малоподвижных оксидов титана (до 3,2 % TiO_2) и окисного железа (до 14 % Fe_2O_3) позволяет предположить, что это изначально были базиты, впоследствии измененные наложенными процессами. Кислые разности принадлежат к подгруппам риолитов, трахириодацитов, комендитов, в том числе ультракислых (SiO_2 до 79,7 %). Отношение калия к натрию сильно изменчиво, что выражено и в появлении ультракалиевых магматитов.

Спектры РЗЭ имеют отрицательный наклон с некоторым дефицитом тяжелых элементов ($La/Yb = 2,5–5,5$, редко до 9,5); в кислых разностях наблюдается дефицит европия ($Eu/Eu^* = 0,5–0,7$) (рис. 51, 52). Концентрации РЗЭ непостоянны и находятся на уровне 144–157 г/т, иногда до 365 г/т, понижаясь в ультракислых риолитах до 47 г/т.

Геохимическая специализация кислых пород комплекса выражена в надкларковых количествах Zr, Nb; рудных содержаниях Ag и дефиците Li, V, Sr, Cs, Pb (рис. 53). Трахидолериты имеют повышенный кларк концентрации Hf, Pt, Bi; рудная специализация отмечается для Ag, Pd; породы обеднены Li, Cr, Ni, Rb, Ba (рис. 54). В целом их петрогеохимические показатели не противоречат постколлизийному происхождению пород при антидромном характере магматизма.

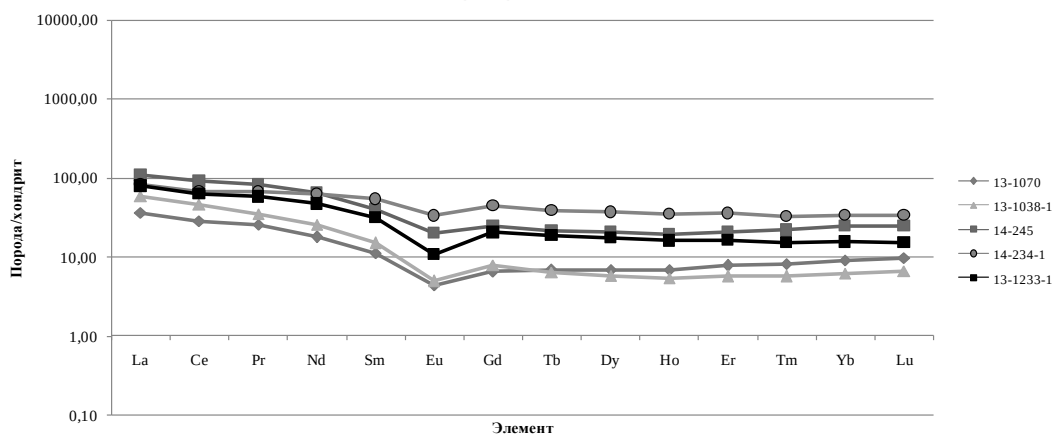


Рис. 51. Распределение РЗЭ в кислых породах лаптопайских субвулканических образований.

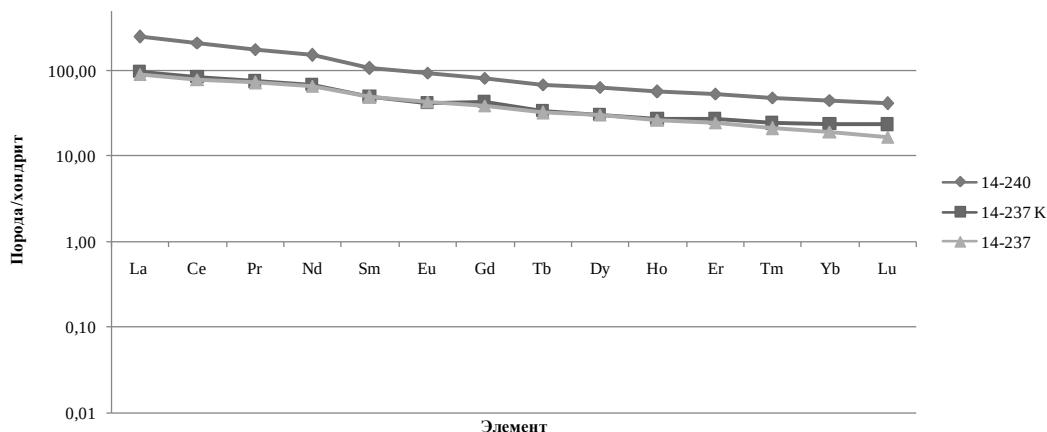


Рис. 52. Распределение РЗЭ в основных породах лаптопайских субвулканических образований.

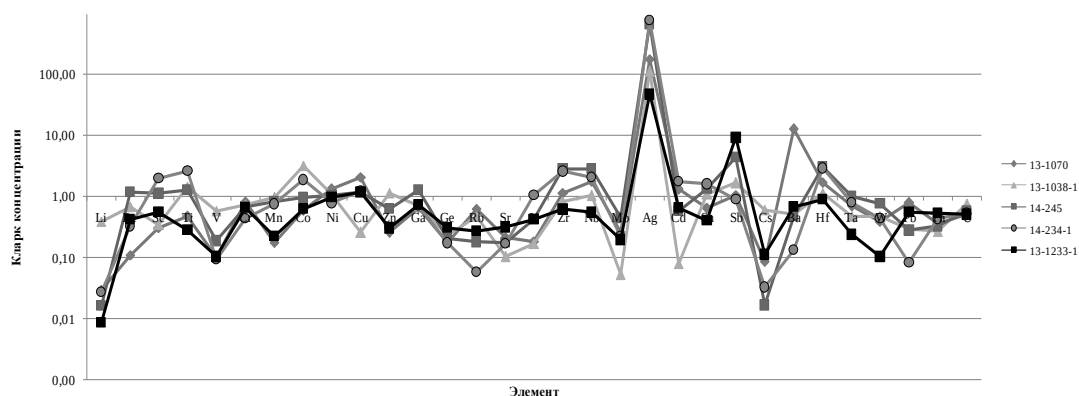


Рис. 53. Кларки концентраций элементов в кислых магматитах лаптопайских субвулканических образований.

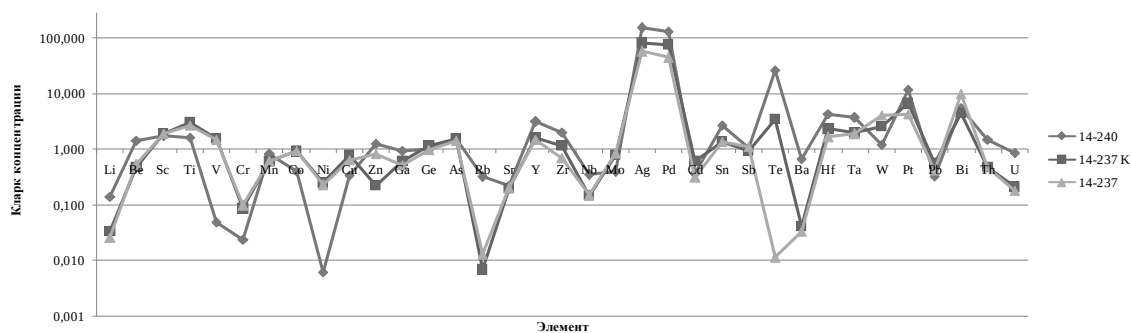
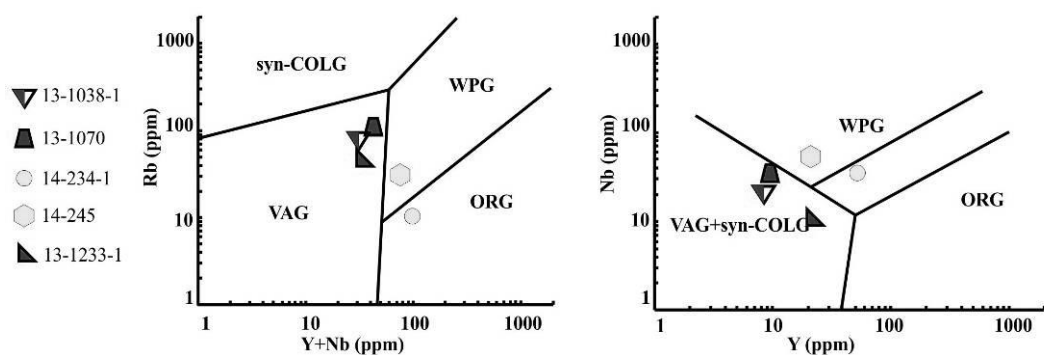


Рис. 54. Кларки концентраций в базитах лаптопайских субвулканических образований.

Геодинамические диаграммы Дж. Пирса (рис. 55) свидетельствуют об изменчивости, неопределенности обстановок формирования кислых пород, так как их фигуративные точки занимают поля внутриплитных обстановок, вулканических дуг и океанических хребтов. На дискриминационных диаграммах (рис. 56) базиты достаточно компактно занимают область континентальных базальтов (координаты $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O--P}_2\text{O}_5$) и показывают сходство с базальтами вулканических дуг и активных окраин континентов ($\text{FeO}^*\text{--MgO--Al}_2\text{O}_3$). Риолиты и трахириолиты относятся преимущественно к А-типу гранитов (рис. 57).



ORG-граниты океанических хребтов, WPG-внутриплитные граниты, VAG-граниты вулканических дуг, syn-COLD-коллизийные граниты.

Рис. 55. Положение кислых магматитов лаптопайских субвулканических образований на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса Rb-(Y+Nb) и Nb-Y.

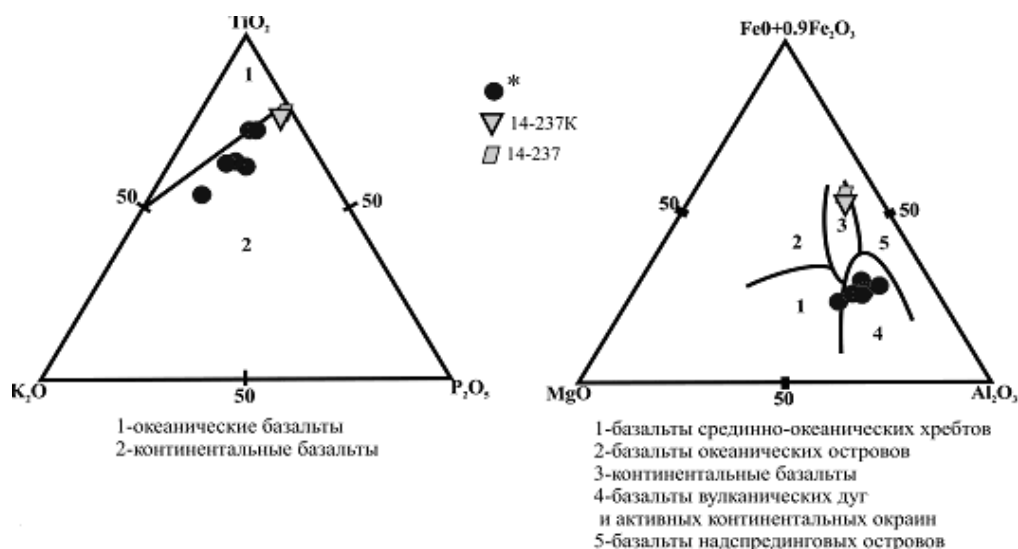


Рис. 56. Положение базитов лаптопайских субвулканических образований на диаграммах Т. Х. Пирса (* по данным В. Н. Малашевского, 1971 г. [90]).

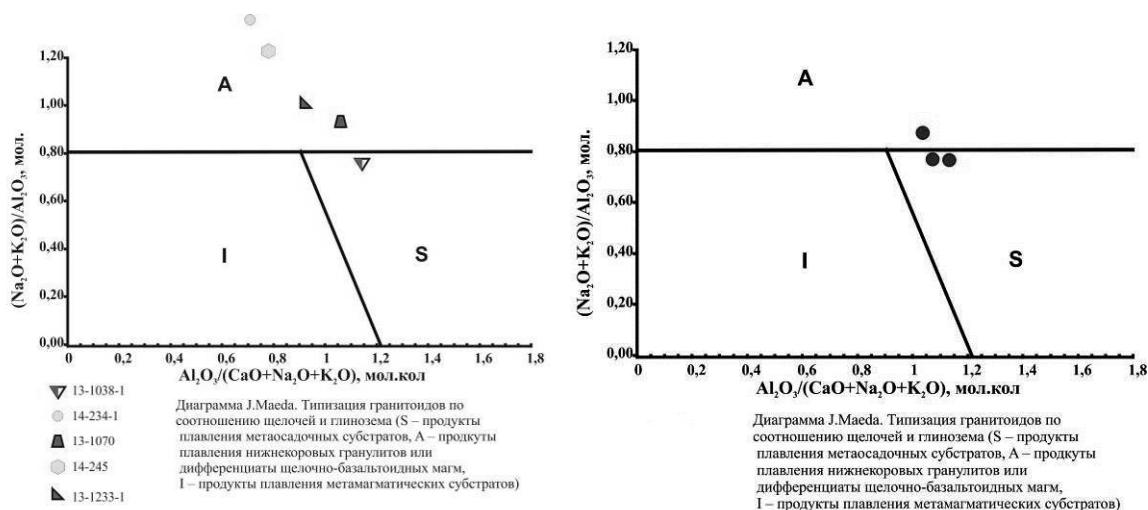


Рис. 57. Положение кислых магматитов лаптопайских субвулканических образований (слева) и одноименной свиты (справа) на диаграмме J. Maeda (1990 г.) (* по данным В. Н. Малашевского, 1971 [90]).

Минерагеническая специализация пород комплекса близка к саблегорским субвулканическим образованиям и характеризуется связью с ними проявлений, пунктов минерализации и аномалий урана, тория и редких металлов.

Возраст субвулканических образований принимается поздневендско-кембрийским на основании их геологического положения и данных изотопного исследования U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) из трахиандезибазальта – 515,9 млн лет [67], что соответствует раннему кембрию (рис. 20). Кроме того, авторами получены новые изотопно-геохимические значения из проб умереннощелочных долеритов: 530 ± 12 и $534 \pm 8,8$ млн лет и риолитов – 514 ± 2 млн лет (рис. 58).

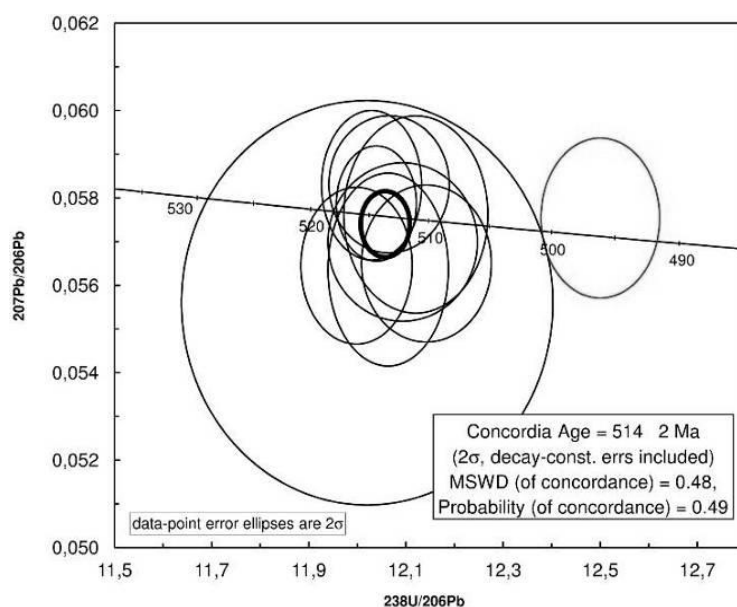


Рис. 58. U-Pb систематика цирконов из риолитов лаптопайских субвулканических образований.

Сальнеро-маньхамбовский комплекс гранит-лейкогранитовый плутонический предложен М. В. Фишманом в 1960 г. в качестве самостоятельного. Образования сальнеро-маньхамбовского комплекса на листе Р-40-VI представлены интрузивными массивами и дайками гранитов ($\gamma V-Cs_2$) и гранодиоритов ($\gamma \delta V-Cs_2$) второй фазы. Наиболее крупный изометричный в плане Ильяизский (6) массив, слагающий крайнюю юго-западную часть листа, имеет в пределах площади размеры 13×4 км. Внутреннее строение его вскрывается в разрезах по р. Пеленья и ее притокам, включая основные вершины (выс. 797,7; 605,8; 1008,0; 652,2) останцового типа, осложненные крупноглыбовыми элювиально-делювиальными развалами. В региональном плане Ильяизский массив (6) располагается в области сопряжения северо-западного Няйско-Щугорского (16) и субмеридионального Североманьхамбовского (10) разломов и ограничен с запада (за границей листа) Осевым (1) региональным нарушением. Гранитоиды пространственно и, вероятно, генетически сопряжены с риолитами саблегорской и лаптопайской свит, представляя собой реликты вулканоплутонической ассоциации, и слагают юго-западную, наиболее эродированную часть Подчеремско-Тельпосской палеоструктуры (2).

Вмещающими отложениями для гранитов служат вулканогенно-терригенные породы хобейнской, мороинской и саблегорской свит, включая их субвулканические аналоги. Последние в результате интрузивирования подвергались термальным воздействиям со стороны гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса, что привело их к ороговикованию, скарнированию и окварцеванию. Характер контакта с вмещающими породами, как правило, резкий, но часто тектонический (район р. Понья). В эндоконтакте отмечается уменьшение зернистости пород. Для гранитов характерна грубая параллелепипедальная отдельность и волнисто-пологое залегание, напоминающее куполообразную структуру. Для апикальных частей гранитов характерны ксенолиты вмещающих пород (габброиды, диориты и кварцитопесчаники) размером от 2–3 см до нескольких метров. Края ксенолитов резорбированы, а в основной массе проявлены отдельные лейсты калишпата. Встречены теньевые разности. Наиболее распространенными породами сальнеро-маньхамбовского комплекса являются светло-серые с розовым оттенком мусковитовые и двуслюдяные средне-мелкозернистые граниты, лейкограниты.

В геофизических полях тела гранитоидов выделяются на фоне вмещающих пород, хотя и имеют с ними близкие петрофизические свойства. Так, Ильяизский массив характеризуется отрицательным магнитным полем от -200 до -400 нТл, четко повторяющим по форме очертание выхода интрузивного тела. Гравитационное поле отрицательное – от $-2,6$ до -6 мГал. Граниты комплекса характеризуются повышенными значениями естественной радиоактивности – $18\text{--}25$ мкР/ч. На спектротональных снимках массив имеет зернистый рисунок, будучи окрашен в малиново-фиолетовый цвет.

Граниты – породы светло-бежевого и светло-розового цветов, средне- и крупнозернистые, массивной текстуры. Состав: кварц – до 35 %, плагиоклаз – 40 %, КППШ – 20–30 %. Микроструктура гранитная (панидиоморфнозернистая). Минеральный состав: кварц (в шлифах 30–40 %) представлен крупными (до 2,5 мм) вытянутыми зернами с слегка зазубренными краями, по периферии сосредоточены более мелкие (0,02 мм) зерна, образующие окаймляющие скопления. Плагиоклаз (15–40 %) (№ 23 олигоклаз) в виде коротко- и длиннотаблитчатых зерен (0,2–1,0 мм), интенсивно пелитизированных, с полисинтетическими двойниками. Ограничения рваные и часто прослеживаются по краям оторочки альбита. В центральных частях отмечаются серицитовые и эпидотовые вростки. Микроклин (15–40 %) слагает довольно крупные (до 3,0 мм) вытянутые зерна с пертитовыми вростками альбитового состава. Биотит (до 15 %) – чешуйчатый минерал размером до 0,5 мм, распространен в породах как разноориентированный, повсеместно распределенный, редко образует самостоятельные мономинеральные линзовидные скопления. Плеохроизм от бледно-желтого до темно-коричневого цвета. Вторичные минералы, диагностируемые не во всех шлифах, следующие: серицит (до 23 %) мелкочешуйчатый (0,01–0,05 мм) сосредоточен в зернах плагиоклаза; эпидот (до 15 %) встречается отдельными зернами преимущественно округлой формы (размер 0,04–0,1 мм). Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона, апатита, сфена, галенита, ильменита, лейкоксена, монацита, муассанита, ортита, пирита.

Лейкограниты – породы от средне- до крупнозернистых, светло-бежевого цвета, массивной текстуры. Минеральный состав: ортоклаз – 20 %, кварц – 35 %, плагиоклаз (альбит–олигоклаз) – 40 % и, редко, мусковит (до 5 %). Микроструктура гранитная (панидиоморфнозернистая). Зерна кварца достаточно крупные (0,3–0,7 мм) с четкими слабо зазубренными ограничениями. Плагиоклаз (№ 9–24 альбит, олигоклаз) – таблитчатые зерна (0,2–0,6 мм) с редкими полисинтетическими двойниками в средней степени пелитизированные. Диагностируются ортоклаз и микроклин-пертит (40 %) с изометричной и незначительно вытянутой формой зерен со шнуровидными пертитовыми вростками. Мусковит (5 %) образует небольшие линзовидные сростки чешуйчатого облика. Акцессорные минералы – циркон, сфен, флюорит, пирит, ортит, монацит.

Гранодиориты – породы белого, светло-серого и светло-серо-зеленоватого цвета, мелко-среднезернистой структуры, текстура – от массивной до сланцеватой. Микроструктура преимущественно гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: кварц (15–22 %) в виде мелких изометричных зерен, слагающих либо основную массу породы, либо образующих прожилковидные и линзовидные скопления мощностью до 1,4 мм; плагиоклаз (№ 2 олигоклаз) (до 45 %) – преимущественно длиннотаблитчатые зерна с полисинтетическими двойниками; КППШ (16 %) большей частью пелитизирован; роговая обманка (10–15 %) представлена в виде вытянутых таблитчатых и шестоватых зерен с резким положительным рельефом и плеохроизмом: по N_p светло-коричневым, по N_g густо-коричнево-зеленым с синеватым оттенком. Акцессорные минералы – сфен, халькопирит, хромшпинелид, магнетит.

Породы комплекса характеризуются ультракислым составом с содержанием кремнезема в диапазоне 73–77 %. Преобладают разновидности семейства лейкогранитов и умереннощелочных лейкогранитов (рис. 27), преимущественно повышенной и высокой щелочности, при преобладании калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 0,8–1,5$), то есть породы умеренно- и высококальциевые, с низкой титанистостью и глиноземистостью.

По характеру поведения редкоземельных элементов в гранитоидах можно выделить несколько типов графиков. Первый отличается незначительным преобладанием легких лантаноидов ($La/Yb = 2–4$) с невысокой суммой РЗЭ ($\Sigma TR = 39–68$ г/т) и свойственен щелочным разновидностям пород. Во втором, характерном для нормальных лейкогранитов, наблюдается отчетливый дефицит тяжелых элементов ($La/Yb = 7–12$) и более высокие концентрации РЗЭ ($\Sigma TR = 72–160$ г/т). Везде присутствует интенсивная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,3–0,7$). Графики РЗЭ ксенолитов Ильязского массива имеют выположенную кривую распределения ($La/Yb = 2,7$), с высокими их содержаниями ($\Sigma TR = 185$ г/т) и слабым европиевым минимумом (рис. 59). Геохимия гранитоидов изменчива, но можно отметить стабильные надкларковые и повышенные содержания Be, Sn, U, Bi, Ag, периодически – Co, W, Th, Mo. Наблюдается дефицит таких микроэлементов, как Li, V, Sr, Tl (рис. 60).

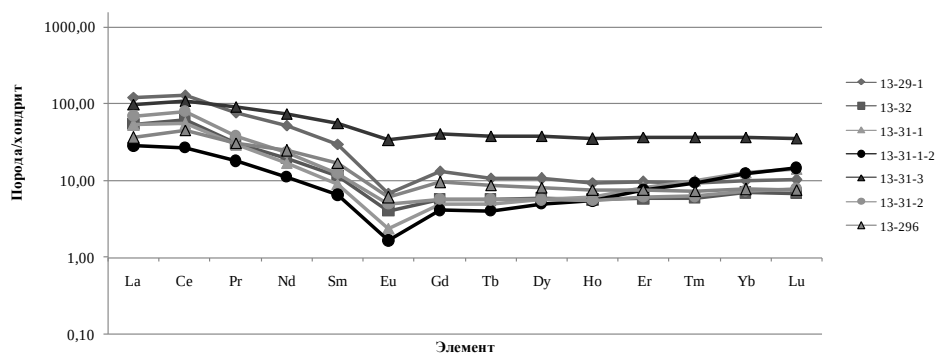


Рис. 59. Содержание лантаноидов в гранитоидах сальнеро-маньхамбовского комплекса.

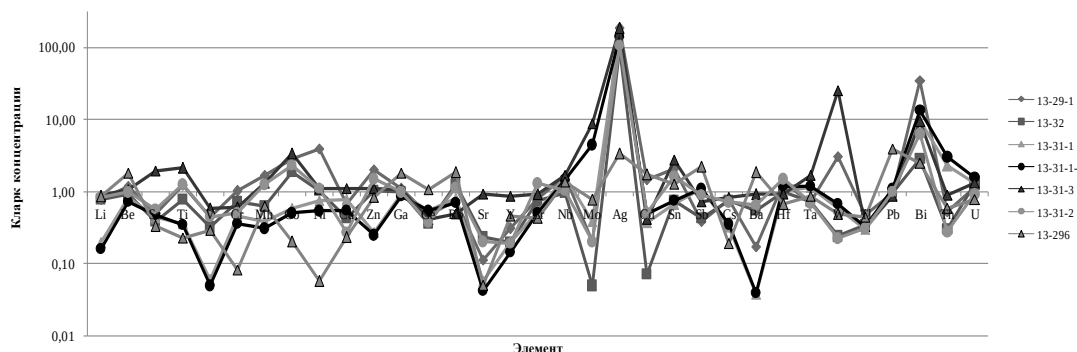


Рис. 60. Кларки концентраций в гранитоидах сальнеро-маньхамбовского комплекса.

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов на диаграммах (рис. 61) определяется как посторогенная, в координатах Rb-Y + Nb, Nb-Y точки пород комплекса компактно располагаются преимущественно в полях коллизионных гранитов и гранитов вулканических дуг. Породы сальнеро-маньхамбовского комплекса относятся как к A, так и S типам, при явном преобладании первых (рис. 62).

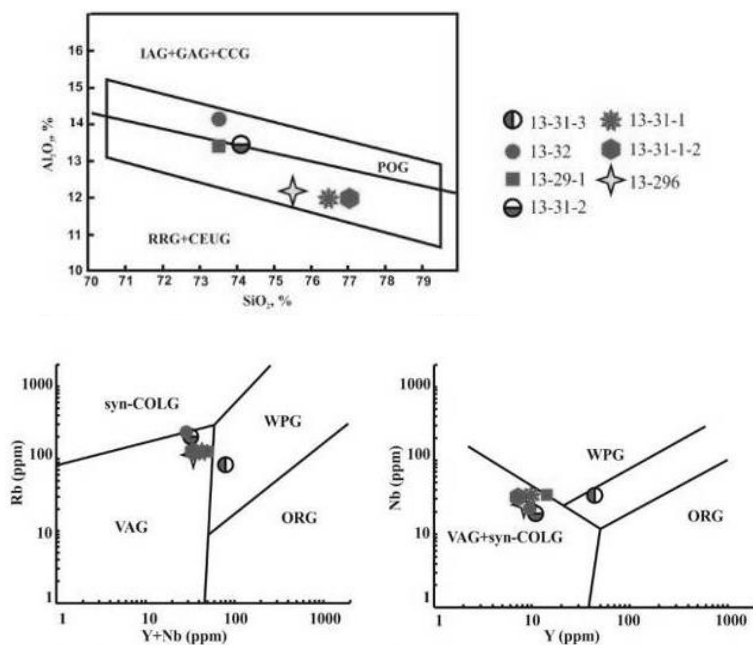


Рис. 61. Положение гранитоидов сальнеро-маньхамбовского комплекса на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса (внизу) и П. Мениара, Ф. Пикколи (вверху).

IAG – гранитоиды островных дуг, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, OP – океанические плагиограниты, CEUG – гранитоиды континентальных эпигорогенных поднятий

ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLD – коллизионные граниты

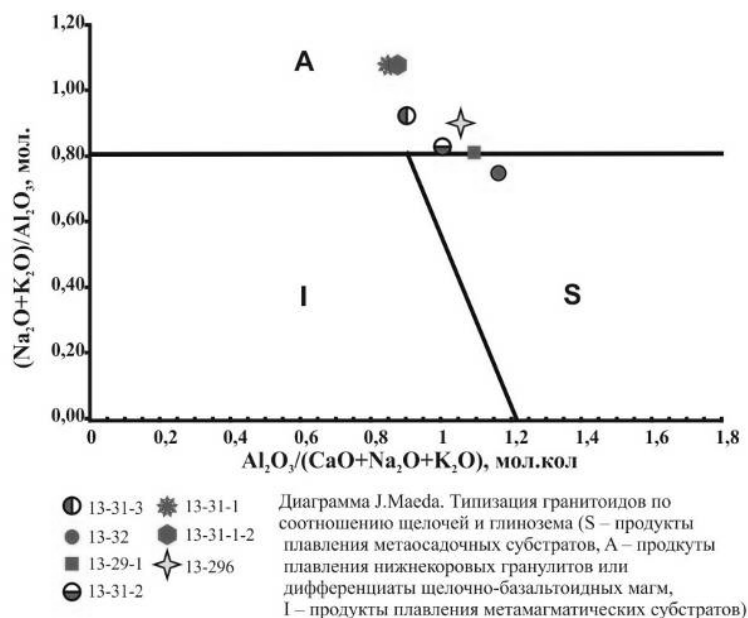


Рис. 62. Положение гранитоидов сальнеро-маньхамбовского комплекса на диаграмме J. Maeda (1990 г.).

Металлогеническая специализация комплекса в основном редкометалльная и обусловлена связью пунктов минерализации и геохимических аномалий тория, урана, молибдена, бериллия и олова с гранитами.

Возраст пород второй фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса принимается венд-кембрийским на основании их геологического положения (гранитоиды прорывают и метаморфизуют отложения позднерифейско-ранневендской саблегорской базальт-риолитовой формации) и многочисленных U-Pb датировок [95]. Исследования изотопного состава U-Pb методом по цирконам [67] показали более молодые конкордантные значения – $501,6 \pm 5,2$ млн лет (рис. 63). Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что необходимо ставить вопрос о позднекембрийско-ордовикском этапе гранитообразования на Уральском Севере.

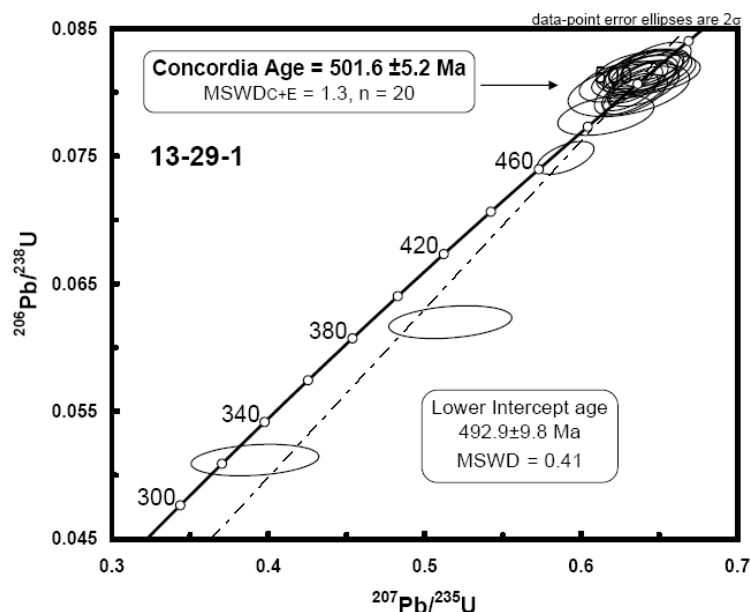


Рис. 63. U-Pb систематика цирконов из гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса [67].

Позднекембрийско-ордовикские интрузивные образования

Сивьягинский комплекс пикритовый гипабиссальный ($\omega\text{C}_3\text{s}$) сложен пикродолеритами, пикритами и пироксенитами. Выделен Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом в 1973 г. [5]. Название дано по р. Сивьяга (правый приток р. Мал. Паток), где и находится петротип.

На территории листа Р-40-VI комплекс выявлен авторами по рекам Талтма и Яныманья, где он фиксируется в виде дайкообразных тел пикродолеритов, пикритов и пироксенитов, трассирующих субмеридиональные разрывные нарушения в системе Ятынского-Ойканьерской зоны разломов. Видимая протяженность тел колеблется от нескольких десятков метров до сотен метров при мощностях 9–15 м. Контакты тел с вмещающими породами перекрыты наносами, однако вблизи коренных выходов и элювиальных развалов установлены зоны ороговикования, а эндоконтактные части тел более мелкозернистые, чем центральные.

В геофизических полях и на КС, ввиду малых размеров тел, комплекс практически не фиксируется. Общее гравитационное поле положительное интенсивностью 6–10 мГал, а магнитное на фоне – 300 нТл. Спектрозональный фон сине-фиолетовый. Естественная радиоактивность 2–4 мкР/ч.

Пикриты, пикродолериты – породы средне- и крупнозернистые, иногда порфириовидные, темно-серо-зеленые, почти черные, по большей части рассланцованные. Микроструктура пани-гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из достаточно крупных (до 0,5 мм) выделений, представленных моноклинным пироксеном (до 45 %), как и основная масса с четкой системой спайности таблитчатых агрегатов по двум направлениям под углом 89°. Плагноклаз отмечается двух генераций – лабрадор (5–10 %) с углом угасания 50° и сосюритизированные зерна битовнита (10 %). Роговая обманка (до 25 %) – преимущественно идиоморфные призматические зерна с четкой системой спайности по двум направлениям под углом 120°. Плеохроизм: по Ng темно-зеленовато-бурого цвета, по Nr серо-желто-коричневый. Интерстиции между зернами пироксенов выполнены сосюритом и хлоритом, количество которых достигает 30 %. Минералогическим анализом установлены акцессории: магнетит, пирротин, халькопирит, хромшпинелид, пирит, ильменит, лейкоксен, муассанит, рутил, сфалерит, сфен, галенит, апатит.

По химическому составу и анализу TAS-диаграммы это меланократовые основные породы ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}46\text{ %}$), принадлежащие к семействам пикродолеритов и пироксенитов (рис. 64).

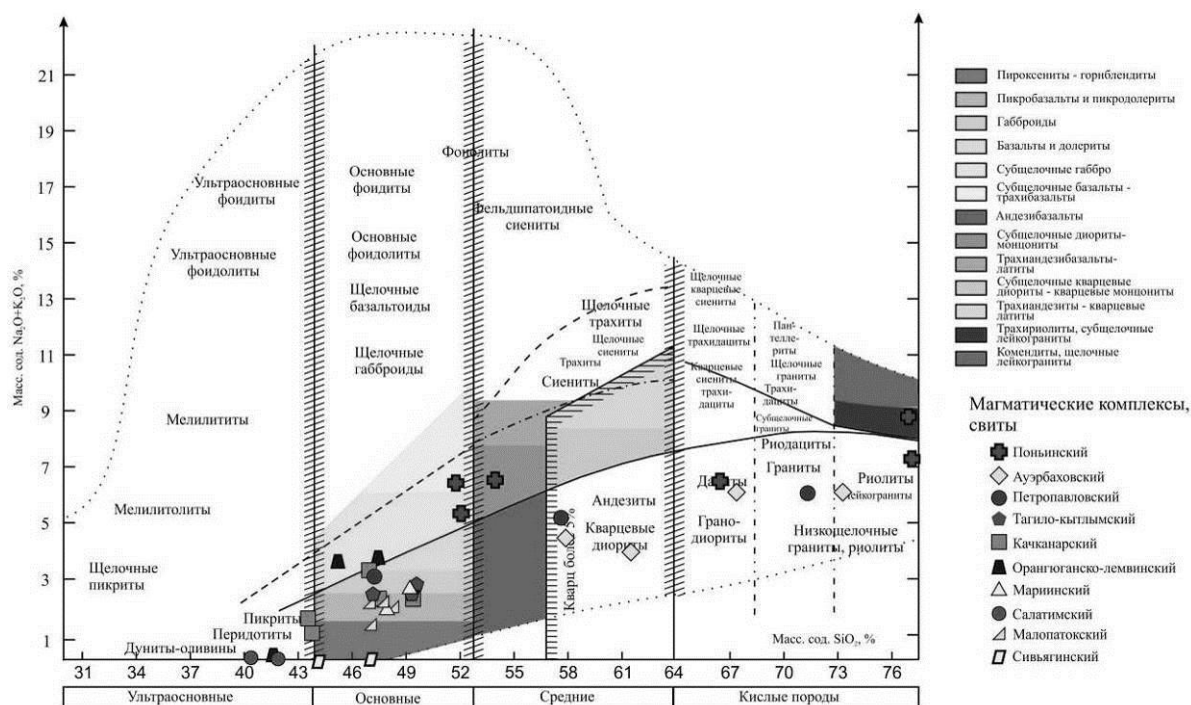


Рис. 64. Положение фигуративных точек пород магматических комплексов и свит Западно-Уральской СФМЗ на TAS-диаграмме [14].

Для них характерны крайне низкие содержания щелочей ($K_2O + Na_2O = 0,2-1,4\%$) (при отчетливом преобладании натрия над калием) и повышенная магнезиальность. Также отмечаются невысокая глиноземистость и преобладание окисного железа над закисным, количество титана в породах изменчиво (от 0,6 до 2 %).

График лантаноидов имеет форму, близкую к прямой с отрицательным характером различной интенсивности ($La/Yb = 4-19$), практически без выраженного европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0,9$) (рис. 65). Сумма РЗЭ – в пределах 36–136 г/т. Геохимическая специализация обусловлена высокими содержаниями Cr, Ag; в надкларковых концентрациях часто находятся Be, Ni, Ta; базиты несколько обеднены Sr, Mo, Sn, Ba, Rb (рис. 66).

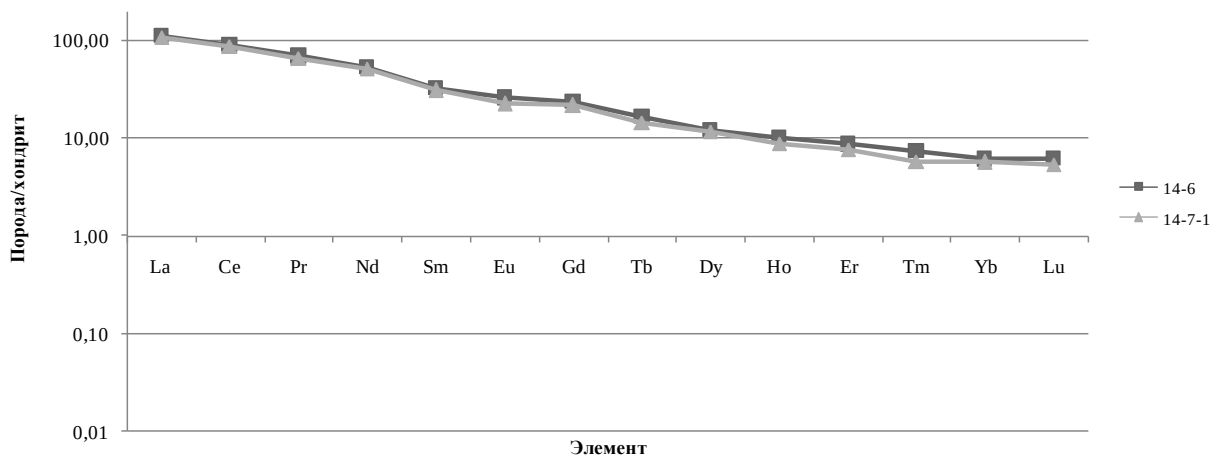


Рис. 65. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах сивьягинского комплекса, нормированных к хондриту.

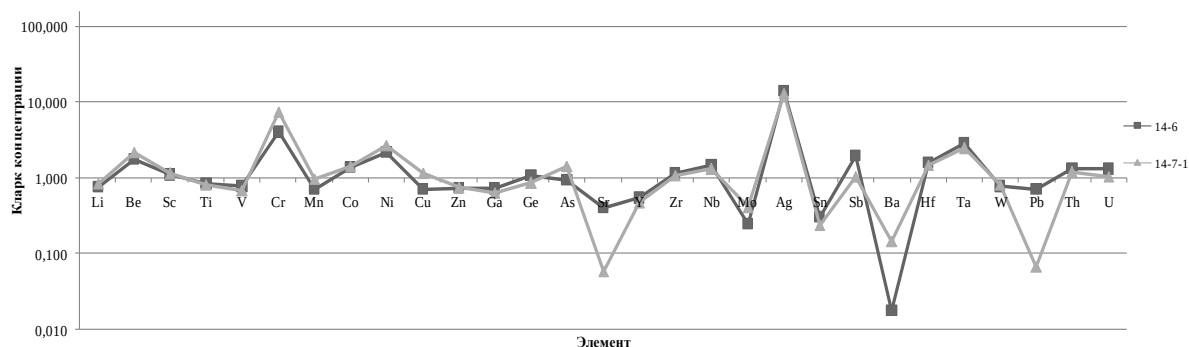


Рис. 66. Спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в породах сивьягинского комплекса (элементы нормированы к кларку базитов).

Большинство петрогенетических диаграмм говорят в пользу океанически-островодужной обстановки формирования комплекса, а в координатах $Ti/Y-Nb/Y$ фигуративные точки заняли области внутриплитных базальтов (рис. 67).

Долериты, габбродолериты – породы лейкократовые и меланократовые от светло- до темно-зеленого цвета, мелкозернистого сложения, массивные. Микроструктура габбровая, редко пойкилобластовая. Плагноклаз составляет 35–40 %, зерна сильно деформированы, полисинтетические двойники реликтовые, возможно определить угол угасания (№ 25 олигоклаз, андезин). До 10 % плагноклазов интенсивно сосюритизированы. Моноклинный пироксен (до 40 %) представлен удлинёнными таблитчатыми агрегатами светло-коричневого цвета со слабо проявленной системой спайности по двум направлениям под углом 89°. Роговая обманка (до 15 %) – удлинённые зерна с ясной шагреневой поверхностью, цвет плеохроизма: по Ng темно-зеленовато-бурый, по Nr желто-коричневый. Акцессорные минералы – магнетит; вторичные – кварц (до 5 %), встречающийся только в габбродолеритах в виде отдельных мономинеральных скоплений.

Тренды распределения лантаноидов специфичны (рис. 68), отличаются субгоризонтальной формой, без европиевой аномалии и со слабо заметным дефицитом тяжелых редкоземельных элементов ($La/Yb = 1,2$). Общая сумма РЗЭ невелика – до 78 г/т. Геохимический спектр базитов (рис. 69) отличается высокими кларками Pd ($K_k > 100$), повышенным количеством As, Bi, Sb, при обеднении пород Mo, Cs, Ba, Pb, Th.

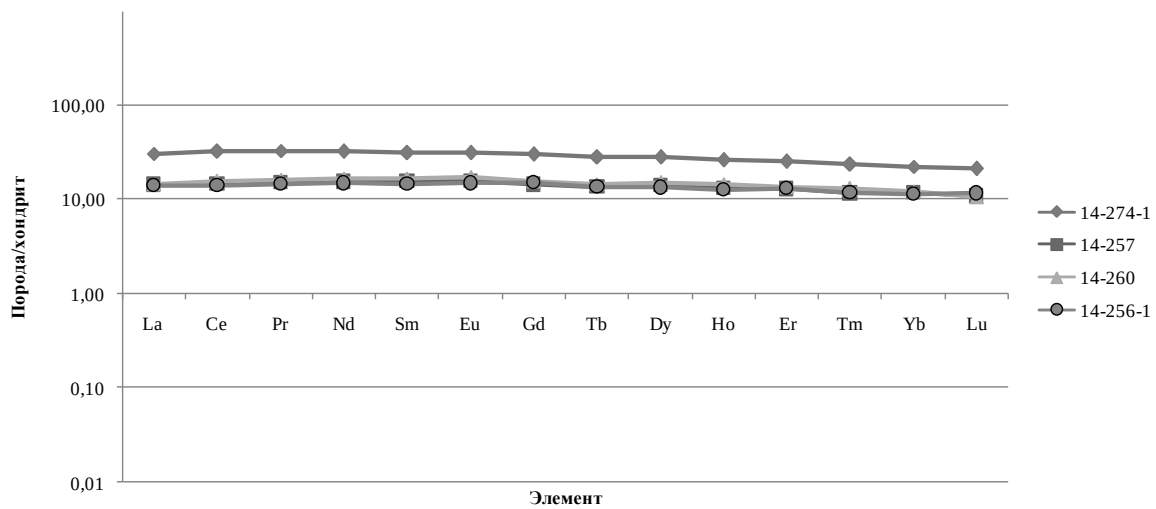


Рис. 68. Распределение РЗЭ в породах малопатокского комплекса.

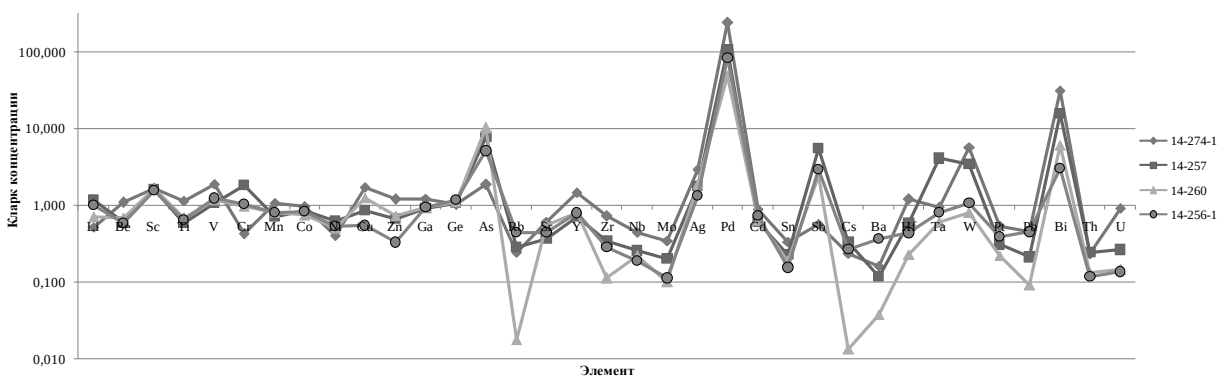


Рис. 69. Спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в породах малопатокского комплекса.

По химическому составу породы комплекса принадлежат к габброидам ($SiO_2 = 47\text{--}48\%$), реже встречаются пироксениты. Для них характерны низкая щелочность, при резком преобладании натрия ($K_2O/Na_2O < 0,1$), а также пониженные содержания титана и глинозема. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки ложатся преимущественно в поля вулканических дуг и океанических островов.

Треугольная диаграмма $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O--P}_2\text{O}_5$ показала принадлежность пород комплекса к океанической обстановке формирования, в некоторых случаях точки пород отвечают островодужным толеитам (рис. 70).

Металлогения комплекса не выразительна, с ним могут быть связаны при наличии соответствующих обстановок мелкие объекты серноколчеданного типа.

Позднекембрийский возраст определен на основании геологического положения долеритов, интрузирующих кислые породы лаптопайской свиты ($V_2\text{--}\mathcal{C}$), и в свою очередь прорываемых телами риолитов (за границей листа) пожемского комплекса ($\mathcal{C}_3\text{--O}_1$).

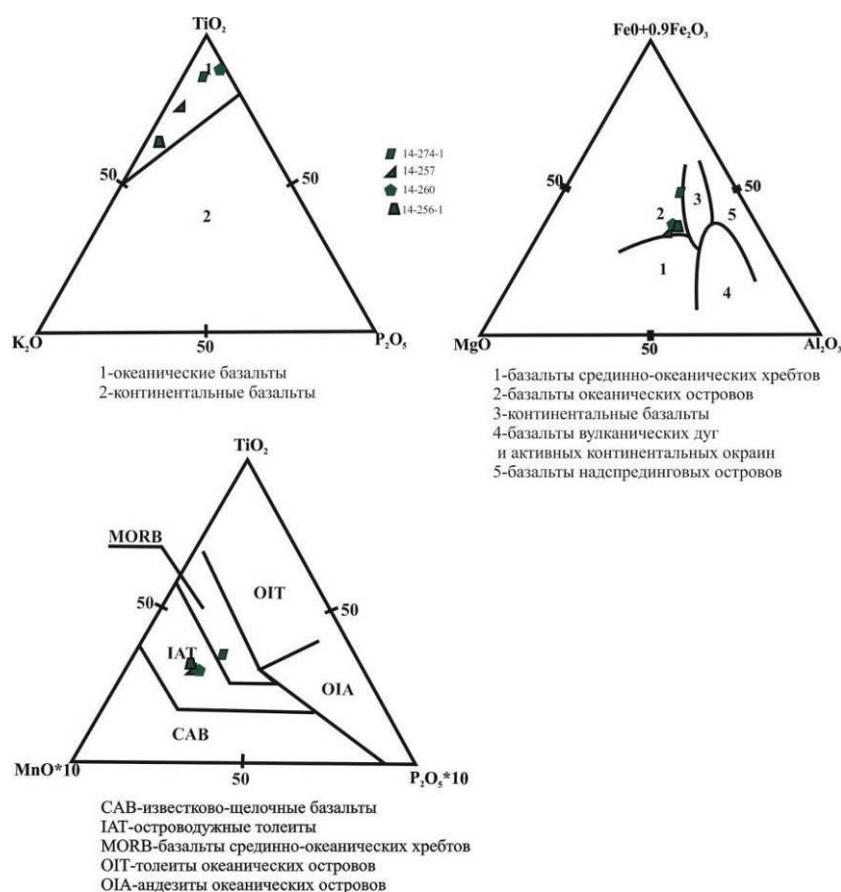


Рис. 70. Положение базитов малопатковского комплекса на диаграммах Т. Х. Пирса.

Салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс плутонический ($\Sigma\text{O}_2\text{sl}$) сложен нерасчлененными ультрамафитами – дунитами и гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными. Впервые выделен И. Д. Соболевым в 1963 г. [34]. Название дано по горе Бол. Салатим, расположенной в междуречье Лозьвы и Вишеры, к югу от изучаемой территории, где описаны петротипические разрезы. В пределах площади листа Р-40-VI комплекс представлен небольшими линзовидными массивами, протягивающимися вдоль зоны Главного уральского надвига (ГУНа), наиболее крупным из которых является Ларкенсавытский массив (4), расположенный в среднем течении р. Волья. Кроме того, небольшие сильновытянутые линзовидные тела комплекса прослеживаются в южной части листа в районе ГУНа вдоль всей границы Хорасюрского (X) сегмента Западно-Тагильского моноклинория.

Четких соотношений с вмещающими породами нет, отмечается чередование тектонических клиньев, сложенных разнообразными вулканогенными, осадочными и магматическими породами. Контакты тел с вмещающими породами прямолинейные, большей частью тектонизированные. По обе стороны от контактов установлены зоны трещиноватости, зеркала скольжения, практически повсеместно наблюдаются зоны полимиктового серпентинитового меланжа мощностью от нескольких сот метров до 1–2 км.

На картах магнитного поля образования салатимского комплекса характеризуются повышенными значениями ΔT , причем в центральной части крупного Ларкенсавытского массива (4) отмечаются отрицательные значения – до минус 100–200 нТл, по краям магнитное поле резко возрастает с отдельными максимумами в районе 1500 нТл. В связи с высокой степенью серпентинизации, что приводит к уменьшению плотности пород, а также по причине небольшой мощности отдельных мелких тел на картах поля силы тяжести породы проявлены слабо и располагаются в пределах нарастания силы тяжести от 24 до 34 мГал. На спектрозональных космоснимках (в комбинации 7-4-2) выделяются по интенсивному фиолетовому цвету с ярким малиновым оттенком.

Гарцбургиты, как правило, обладают протогранулярной порфирокластической или петельчатой структурой и состоят из оливина, ромбического пироксена – энстатита и хромшпинелида. Породы преобразованы в условиях различных ступеней метаморфизма, выражающихся в серпентинизации. При этом по первичным минералам развиваются тальк, хлорит, тремолит и магнетит. Оталькование серпентинита придает породе волокнисто-игольчатую структуру. Тальк образует ленты и радиально-лучистые образования.

В пределах Ларкенсавытского массива серпентиниты представлены серо-зелено-коричневыми породами, средне-крупнозернистой структуры, пегматоидной текстуры. Микроскопически они имеют панидиоморфнозернистую структуру и таблитчато-петельчатую текстуру. Минеральный состав (%): оливин – 42, бастит – 4, серпентин – 52, ПШ – 1, рудный минерал (магнетит) – 1. Оливин представлен в виде изометричных либо (чаще) неправильной формы зерен. Зерна оливина окаймляет волокнистый серпентин, что придает породе петельчатую текстуру.

В отдельных случаях наблюдаются постепенные переходы в одном теле от аподунитовых массивных серпентинитов к апогарцбургитовым. В дунитах оливин в той или иной степени замещается серпентином (лизардитом); количество пироксена непостоянно и колеблется от 15–20 до 40 процентов и более, пироксен практически нацело замещен баститом; иногда присутствуют мелкие зерна хромшпинелида (до 3–5 %), клинопироксена, хлорита, магнетита, карбоната и зеленой шпинели.

Составы пород салатимского ультраосновного комплекса соответствуют ультрабазитам нормального ряда с очень низкими концентрациями титана и глинозема (рис. 64). Содержание основных породообразующих оксидов (%): SiO_2 – 41–42; MgO – 39–41; Al_2O_3 – 0,7–0,8; TiO_2 – 0,03; CaO – 0,5–0,9.

По содержанию лантаноидов серпентинизированные породы салатимского комплекса характеризуются субхондритовым типом распределения, когда отмечается очень низкий уровень концентраций элементов и плоско-вогнутый характер кривых (рис. 71) со значительной отрицательной аномалией по количеству европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,56–0,73$). Отношение легких лантаноидов к тяжелым характеризуется положительными значениями ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2,72–3,23$), что отличает их от офиолитовых комплексов Полярного Урала, для которых постоянно наблюдаются положительные тренды распределения РЗЭ с дефицитом легких лантаноидов (Н. В. Вахрушева, 2009).

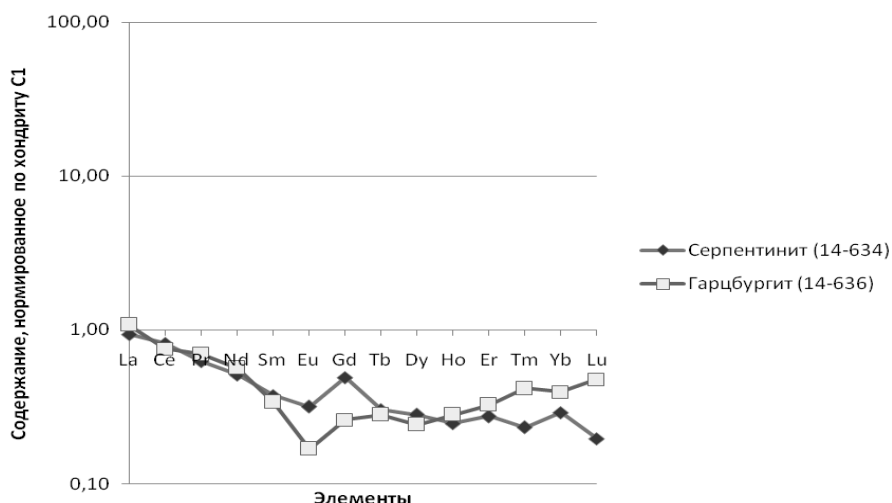


Рис. 71. Распределение РЗЭ в ультрабазитах салатимского комплекса.

Геохимическая специализация пород салатимского комплекса на территории листа Р-40-VI отличается очень высокими концентрациями урана, тория, молибдена и теллура, с повышенными значениями кларков концентрации Bi, Ba, Li и Be. С другой стороны, в ультраосновных породах отмечаются очень низкие значения Tl, Ti, Nb, Zr, Cs и пониженные кларки концентрации Hf, Sn, Sr и Y (рис. 72).

Металлогеническая специализация комплекса определяется связью месторождений и проявлений хромшпинелидов и остаточных месторождений никеля (за границей листа) с гипербазитами салатимского комплекса, однако на исследованной территории отмечаются только площадные и точечные геохимические аномалии хрома и никеля.

Возраст комплекса принимается среднеордовикским, исходя из представлений об эволюции Уральского подвижного пояса.

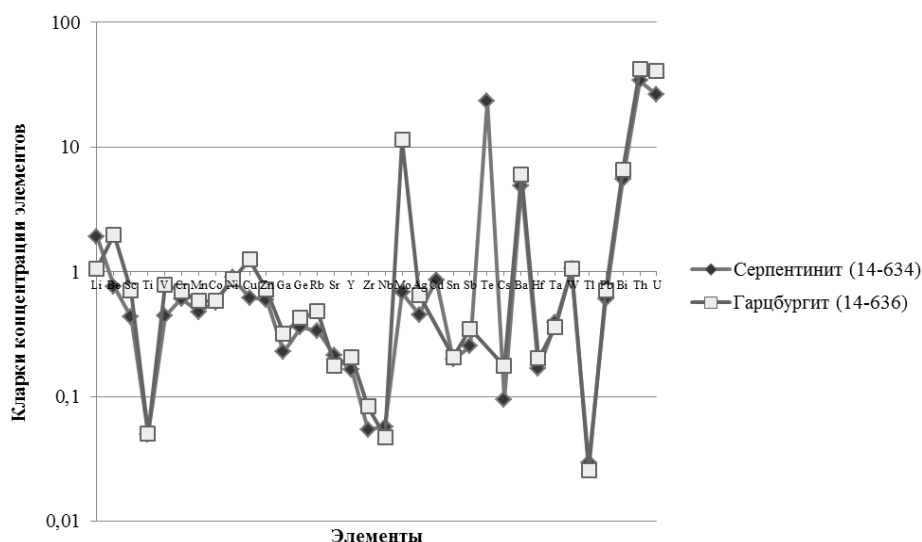


Рис. 72. Спайдер-диаграмма ультрабазитов салатимского комплекса.

Оранжевоганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный включает малые интрузивные тела и дайки габбродолеритов ($\nu\beta\text{O}_{2-3}\text{ol}$), долеритов ($\beta\text{O}_{2-3}\text{ol}$) и редко пикритов и пикродолеритов ($\omega\beta\text{O}_{2-3}\text{ol}$). На территории листа Р-40-VI тела комплекса располагаются в пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ (Керсаньинская пластина – К) и слагают пояса даек, прорывающих разнообразные осадочные породы и сланцы саранхапнерской ($\epsilon_3\text{-O}_1\text{sr}$), хомасьинской (O_{1-2}hm) и польинской (O_{2-3}pl) свит. Практически все тела образуют эшелонированный дайковый пояс линейно вытянутых линзовидных и пластообразных (силлы) тел мощностью 50–100 м (за границей листа), протягивающихся с севера на юг от широты р. Бол. Турупья до р. Яныманья. Степень насыщенности телами долеритов резко возрастает к северу, особенно в междуречье Бол. Турупья–Понтсайтя. Дайки повсеместно ориентированы согласно с расщеплением вмещающих их пород. Контакты тел со сланцами прямолинейные, большей частью тектонизированные, иногда на контактах наблюдается ороговикование и сульфидизация долеритов. При этом с востока на запад от зоны ГУНа в долеритах отмечается уменьшение степени метаморфических преобразований, включая расщепление, амфиболизацию и стильпномеланизацию. Последнее очень часто проявлено в интрузивных телах, трассирующих разломы. Следы активного воздействия габбродолеритов на вмещающие породы встречаются довольно часто и представлены тонкозернистым мезостазисом альбит-эпидот-хлоритового состава темно-зеленого цвета.

На картах магнитного поля образования оранжевоганско-лемвинского комплекса характеризуются общими низкими значениями ΔT и располагаются в полосе с интенсивностью до -600 нТл; отдельные тела комплекса не дешифрируются из-за небольшой мощности. В связи с близостью плотности габброидов с вмещающими породами, а также их небольшой мощностью, на картах поля силы тяжести породы не проявлены и располагаются в полосе спокойного нарастающего гравитационного поля в интервале 14–18 мГал.

Петрография пород довольно однообразна, это по большей части афировые, редкопорфировые или мелкозернистые породы темно-зеленого или серо-зеленого цвета. Часто отмечаются разности долеритов, имеющих мелкозернистую габбровую или долеритовую структуры. Они состоят из ромбического пироксена – энстатита и практически нацело измененного плагиоклаза. В породах проявлена различная степень метаморфизма, выражающаяся в амфиболизации пироксена и сосюритизации плагиоклаза.

Составы пород орангъюганско-лемвинского комплекса соответствуют умереннощелочным базальтоидам (рис. 64). Содержание основных породообразующих оксидов (%): SiO_2 – 45,14–47,48; MgO – 7,79–7,94; Al_2O_3 – 13,84–17,48; TiO_2 – 1,17–2,11; CaO – 10,42–13,54; K_2O – 0,04–0,14; Na_2O – 3,40–3,70. Химические составы пикродолеритов, закартированных на севере территории, отличаются высоким содержанием магнезии – до 22,98 % и пониженным количеством SiO_2 – 41,53 %, TiO_2 – 0,53 %, CaO – 6,39 %, Na_2O – 0,24 %.

Распределение РЗЭ отличается плоским характером кривой (рис. 73) с незначительной отрицательной аномалией по содержанию европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,79\text{--}0,95$) и отчетливым дефицитом тяжелых редкоземельных элементов ($\text{La}/\text{Yb} = 1,56\text{--}4,41$). Подобные тренды распределения РЗЭ характерны для пород, кристаллизовавшихся из недеплетированного источника [28].

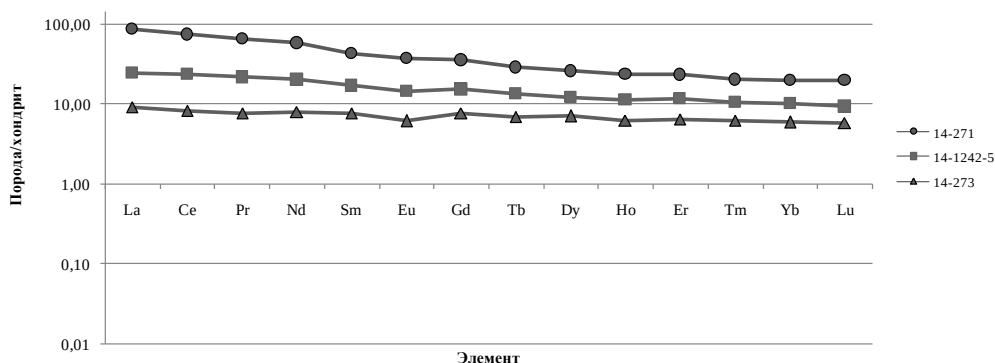


Рис. 73. Распределение РЗЭ в габбродолеритах орангъюганско-лемвинского комплекса.

Геохимическая специализация пород орангъюганско-лемвинского комплекса отличается повышенными значениями кларков концентрации Bi и Ag . С другой стороны, в габброидах комплекса отмечаются очень низкие значения Rb , Cs и Ba . Пониженные значения кларков концентрации отмечены для всех рудных элементов, за исключением Y , Zr , Nb , Pb и Mo (рис. 74). Состав долеритов соответствует базальтам, сформировавшимся в пределах континентальной окраины (рис. 75).

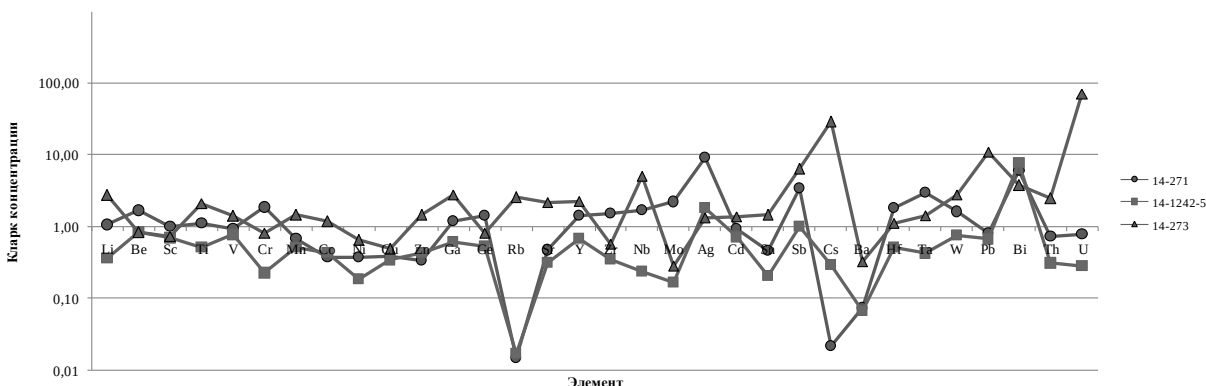


Рис. 74. Спайдер-диаграмма пород орангъюганско-лемвинского комплекса.

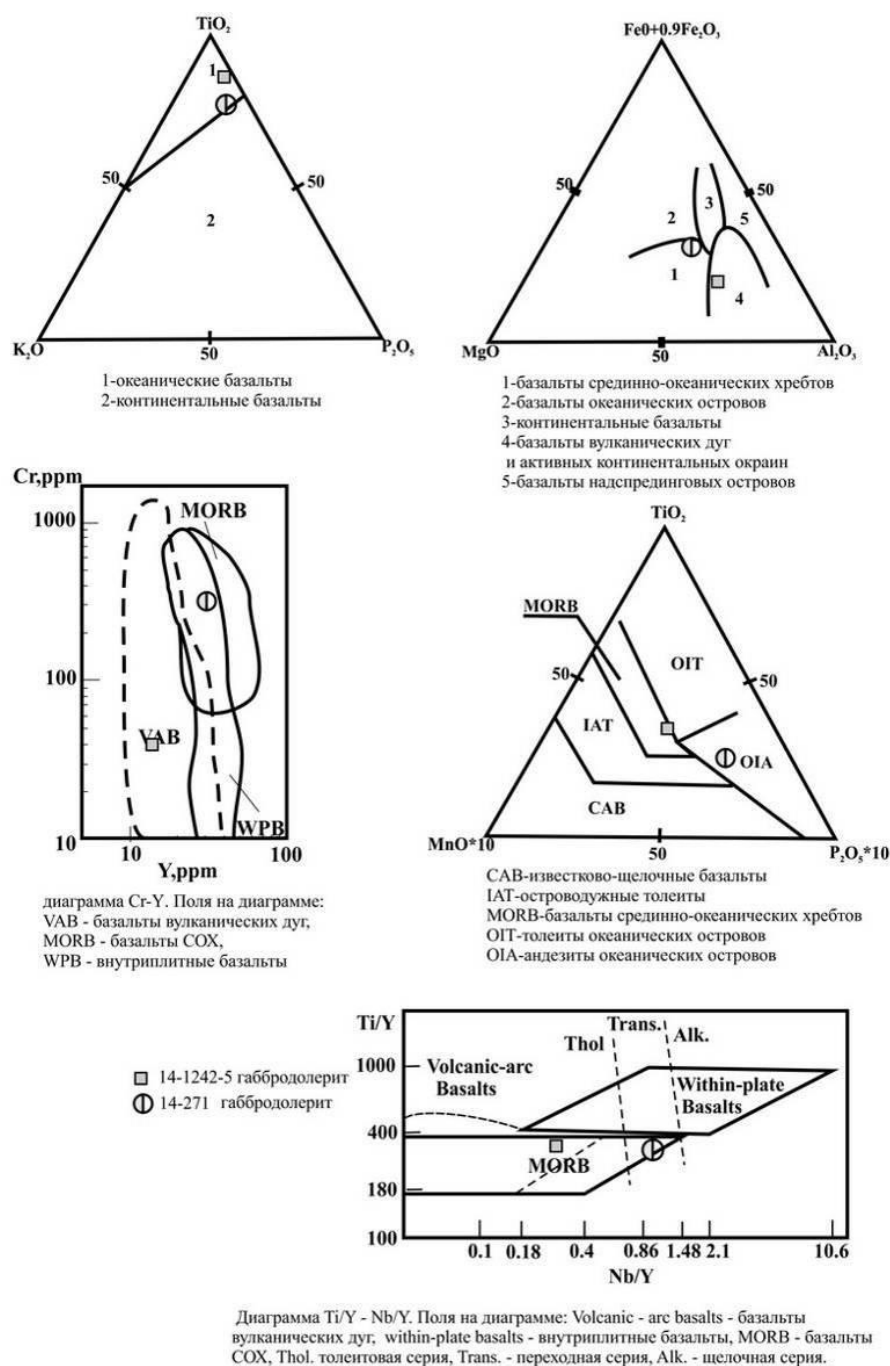


Рис. 75. Геодинамическая характеристика пород орангьюганско-лемвинского гипабиссального комплекса.

Металлогения габброидов орангьюганско-лемвинского комплекса на территории листа Р-40-VI не определена. К северу от изученной площади с породами комплекса связаны пункты минерализации золота и проявления свинца и цинка.

Возраст пород комплекса принимается средне-позднеордовикским на основании их геологического положения (прорывают и метаморфизуют вмещающие отложения саранхапнерской, хомасьинской и польвинской свит).

Мариинский метагаббро-метадолеритовый гипабиссальный комплекс ($vO_{2-3}M$) сложен метагаббро и апогаббровыми амфиболитами. Впервые выделен в 1998 г. на Среднем Урале (В. В. Шалагиновым). В пределах изученной площади породы комплекса слагают сильно вытянутые в плане с севера на юг тела на востоке листа Р-40-VI. Контакты с вмещающими породами не обнажены. В южной части листа образования комплекса с запада перекрываются вул-

каногенно-осадочными отложениями шемурской свиты (O_3-S_1sm), а с востока контактируют с габброидами качканарского интрузивного комплекса (vO_3k_2). На севере территории габброиды мариинского комплекса по зонам надвигов контактируют с отложениями Зилаиро-Лемвинской СФЗ и породами полимиктового меланжа (mD_3-Pvk).

Площадь распространения габброидов характеризуется сглаженными формами рельефа и пятнистым рисунком фотоизображения в серых и светло-серых тонах. Контакты практически не дешифрируются. В магнитном поле породы располагаются в полосе пониженного поля, с минимальными значениями на уровне минус 200–300 нТл. В гравиметрическом поле породы комплекса располагаются в полосе аномалий интенсивностью от 38 до 50 мГал. На спектральных космоснимках в комбинации 7-4-2 они характеризуются розовато-зеленоватым цветом.

Габброиды обычно интенсивно изменены и превращены в апогаббровые амфиболиты. Макроскопически это серые кристаллические, мелкозернистые породы с тонкими светло-зелеными прожилками. Петрографически устанавливается следующий минеральный состав (%): плагиоклаз – 40, роговая обманка – 40, пироксен – 5, кварц – 5, гематит – 10. Для метагабброидов характерна щелочная роговая обманка, на что указывают насыщенные синие цвета плеохроизма и ясная шагреневая поверхность. Плагиоклаз слагает четко sdвойникованные зерна таблитчатой и шестоватой формы с неясными и рваными ограничениями.

При значительных вариациях минералогического состава и структуры, габброиды комплекса относятся к маложелезистому и низкостронциевому битовнит-анортитовому типу. Для них устанавливается положительный тренд распределения РЗЭ, с отчетливым профицитом тяжелых лантаноидов ($La_n/Yb_n=0,40-0,47$) и наличием отчетливой положительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=1,37-1,41$) (рис. 76).

Геохимическая специализация пород комплекса на изученной территории отличается повышенными значениями кларков концентрации Вi и Те. С другой стороны, в габброидах отмечаются очень низкие значения Тl, Rb, Cs и Ва (рис. 77).

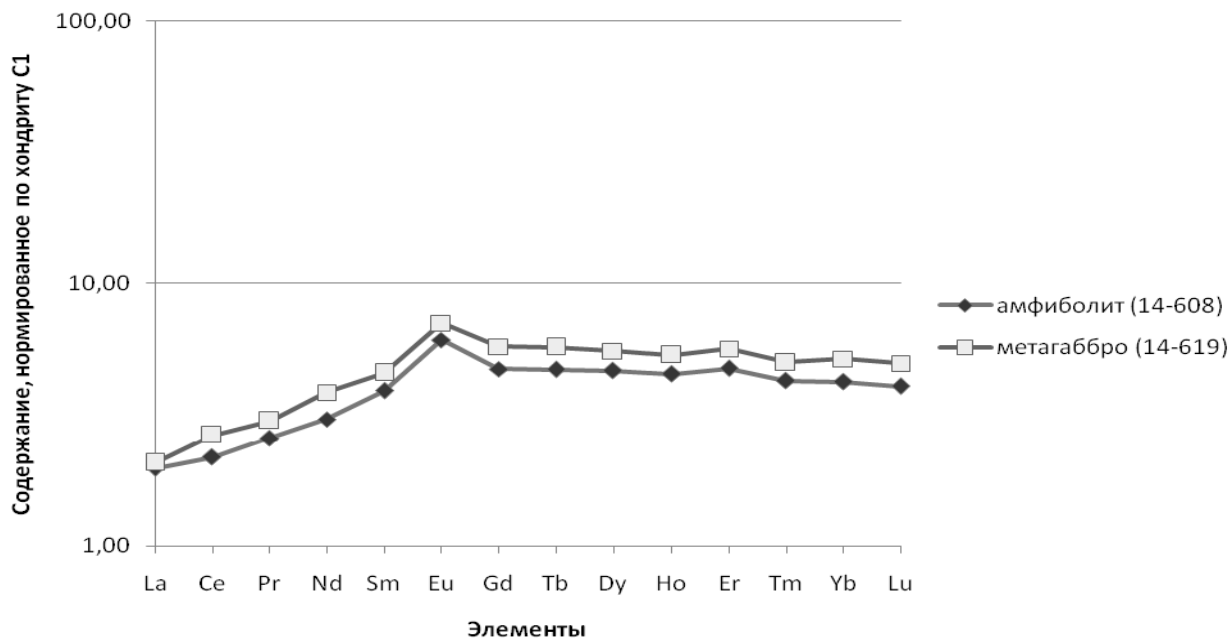


Рис. 76. Распределение РЗЭ в породах мариинского комплекса.

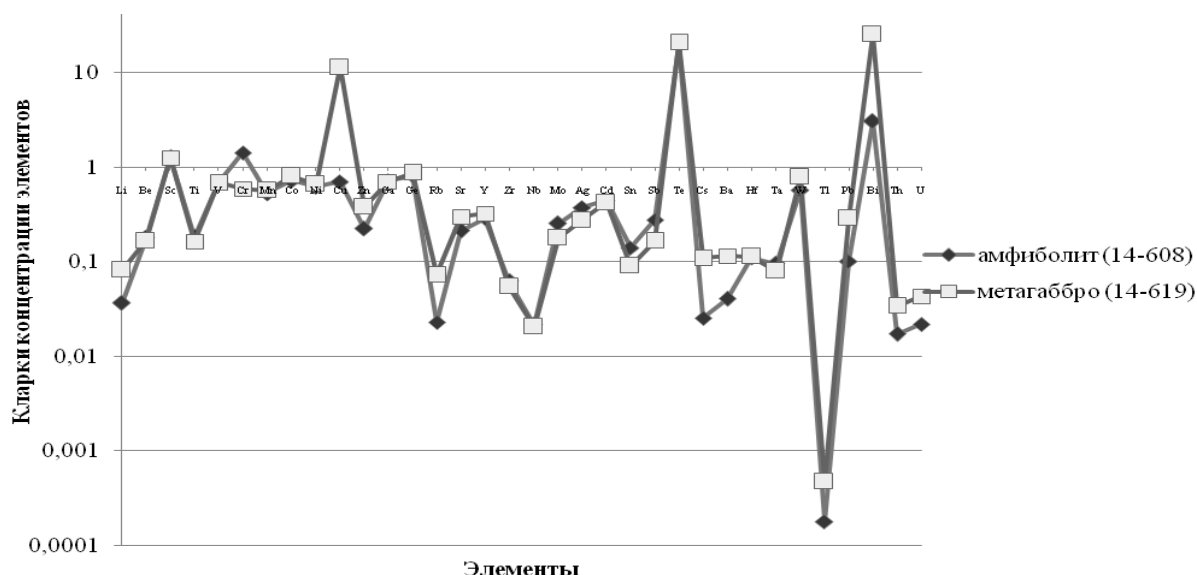


Рис. 77. Спайдер-диаграмма пород мариинского комплекса.

По химическому составу они отвечают габброидам нормального ряда (рис. 64). Породы умеренно- и высокоглиноземистые, низкокальциевые (K_2O обычно $<0,05\%$), натриевые ($Na_2O/K_2O = 3-10$), низкотитанистые (количество TiO_2 обычно $<0,9\%$); породы содержат также от 5 до 25 % нормативного оливина и от 45 до 60 % плагиоклаза ($An = 60-95$). Основной отличительной чертой метагаббро мариинского комплекса является низкая титанистость и предельно низкие содержания стронция (100–200 г/т), что наиболее характерно для офиолитовых габбро Урала, сформировавшихся в условиях океанического рифтогенеза.

Состав габброидов соответствует толеитовым базальтам, сформировавшимся в пределах срединно-океанических хребтов (рис. 78). Содержание главных оксидов в породах (%): $SiO_2 - 48,03-49,34$; $MgO - 7,11-9,65$; $Al_2O_3 - 15,50-16,18$; $TiO_2 - 0,39-0,96$; $CaO - 12,13-15,08$; $Na_2O - 2,08-2,61$; $K_2O - 0,04-0,05$.

Вопрос металлогенической специализации пород мариинского комплекса изучен недостаточно, тем не менее с ними могут быть связаны небольшие объекты железа, марганца. Возраст комплекса принимается средне-позднеордовикским, исходя из представлений об эволюции Уральского подвижного пояса.

Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый плутонический. В его составе выделяются две фазы – первая ультрабазитовая и вторая габбровая. По набору пород и характеру их соотношений комплекс соответствует так называемому «эпидунитовому» комплексу Платиноносного пояса, впервые выделенному А. А. Ефимовым в 1967 г. в Кытлымском массиве. На территории листа Р-40-VI выявлены только породы второй фазы, представленные амфиболизированными габбро (vO_3k_2).

В восточной части листа породы качканарского комплекса имеют интрузивные контакты с габброамфиболитами мариинского ($v'O_{2-3}m_l$) комплекса. Часто прорываются гранитоидами ауэрбаховского ($\gamma D_{2-3}a_3$) комплекса.

Площадь распространения габброидов характеризуется горным рельефом. На спектральных снимках выражены пятнистым рисунком фотоизображения в синевато-зеленоватых с красноватым оттенком тонах. В магнитном поле породы комплекса характеризуются знакопеременными, по большей части отрицательными, аномалиями интенсивностью минус 200–300 нТл с отдельными положительными пиками до 200 нТл; из-за повышенной плотности пород в гравиметрическом поле выражаются положительными значениями выше 50 мГал с максимумом на уровне 58 мГал.

В нижнем течении р. Талтма габброиды закартированы в привершинных частях возвышенностей, где формируют вытянутые в меридиональном направлении обособления. На поверхности представлены элювиально-делювиальными крупноглыбовыми развалами, сложенными массивными, пятнистыми и полосчатыми разностями.

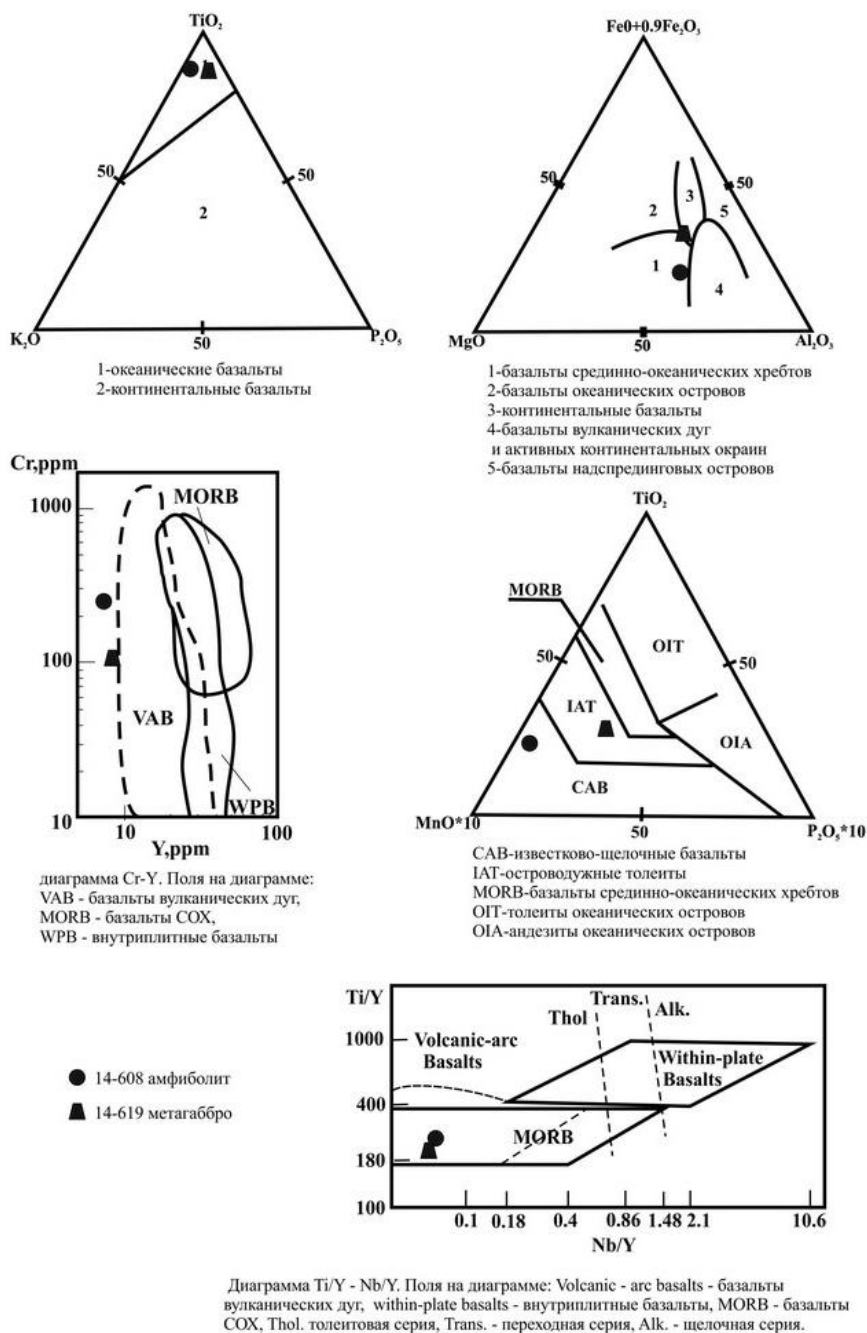


Рис. 78. Геодинамическая характеристика пород маринского комплекса.

Габброиды качканарского комплекса также широко распространены в нижнем течении р. Хомес, где они имеют среднезернистую структуру и лейкократовый облик с большим количеством плагиоклаза (до 70 %); пироксен нацело амфиболизирован и обладает светло-зеленой окраской. Габброиды рассечены многочисленными дайковыми телами темно-зеленых мелкозернистых долеритов тагило-кытлымского комплекса, иногда в лежащем боку даек встречаются зоны пиритизации мощностью до 1 м, выполненные осветленными метасоматитами березитовой формации.

Петрографически породы представлены массивными разностями с гипидиоморфнозернистой структурой и габбровой текстурой. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 40, пироксен (диопсид) – 25, роговая обманка – до 20, хлорит – 5 и серицит – 10. Зерна плагиоклаза размером $1,5 \times 0,8$ мм таблитчатые и вытянутые, с четким полисинтетическим двойникованием.

В выделениях плагиоклаза постоянно прослеживаются включения серицита, образующие радиально-лучистые агрегаты.

В нижнем течении р. Талтма, севернее вершины с отметкой 271,1 м закартированы выходы лейкогаббро, представленные лейкократовыми породами среднезернистой структуры массивной текстуры. Петрографическими исследованиями установлен минеральный состав (%): плагиоклаз – 65, ортопироксен – 10, клинопироксен – 23 и роговая обманка – 2. Структура породы габбровая, текстура массивная.

Для габброидов качканарского комплекса характерен плоско-вогнутый тренд кривых распределения со значительным профицитом тяжелых лантаноидов ($La_n/Yb_n = 1,38–1,97$) и наличием отчетливой положительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 1,04–1,73$) (рис. 79). По этим параметрам они аналогичны толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов Урала.

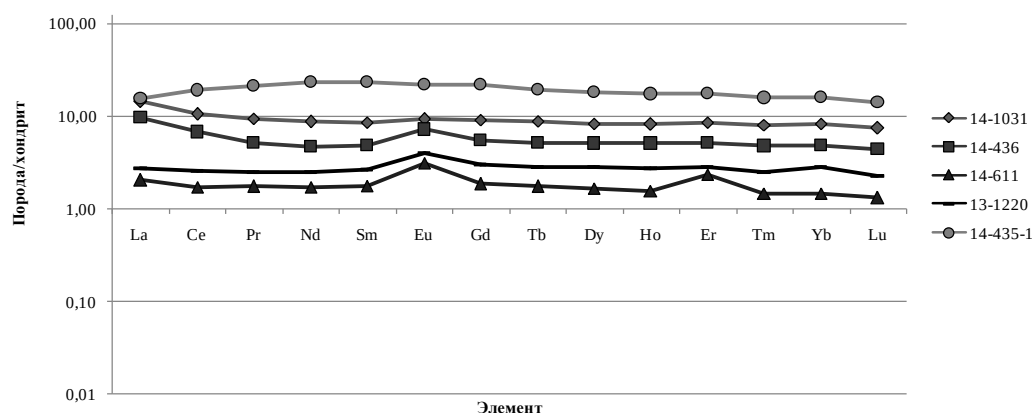


Рис. 79. Распределение РЗЭ в породах качканарского комплекса.

Геохимическая специализация базитов качканарского комплекса отличается высокими кларками концентрации (Кк) Bi, W, Te, повышенными значениями (Кк) Sc, Cr, Cu и Cd; с другой стороны, отмечаются крайне низкие кларки концентрации: Th, Tl, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ti и Zn (рис. 80).

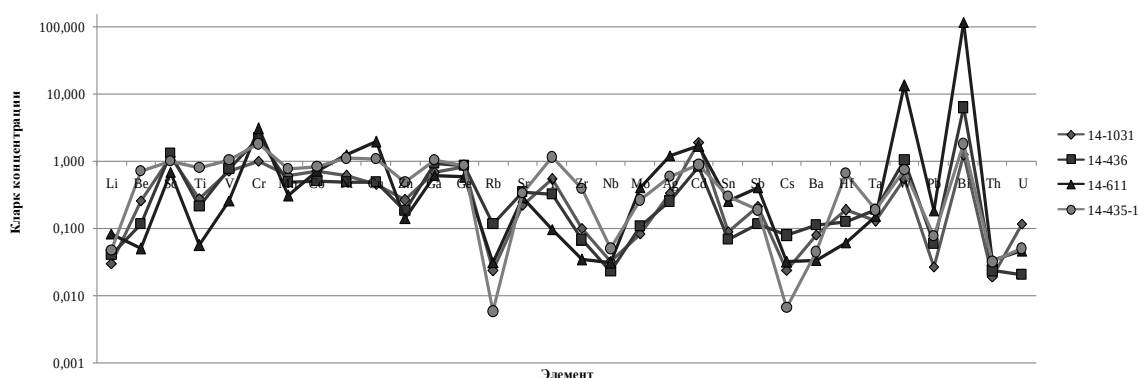


Рис. 80. Спайдер-диаграмма пород качканарского комплекса.

По химическому составу породы качканарского комплекса соответствуют образованиям нормального ряда с несколько повышенным содержанием глинозема (Рис. 64). Содержание главных оксидов в породах (%): SiO_2 – 43,58–49,35; MgO – 7,01–11,31; Al_2O_3 – 15,43–20,85; TiO_2 – 0,15–0,56; CaO – 13,34–16,41; Na_2O – 1,29–2,45; K_2O – 0,06–0,20. Породы соответствуют известково-щелочным базальтам, сформировавшимся на заключительных стадиях океанического рифтогенеза (рис. 81).

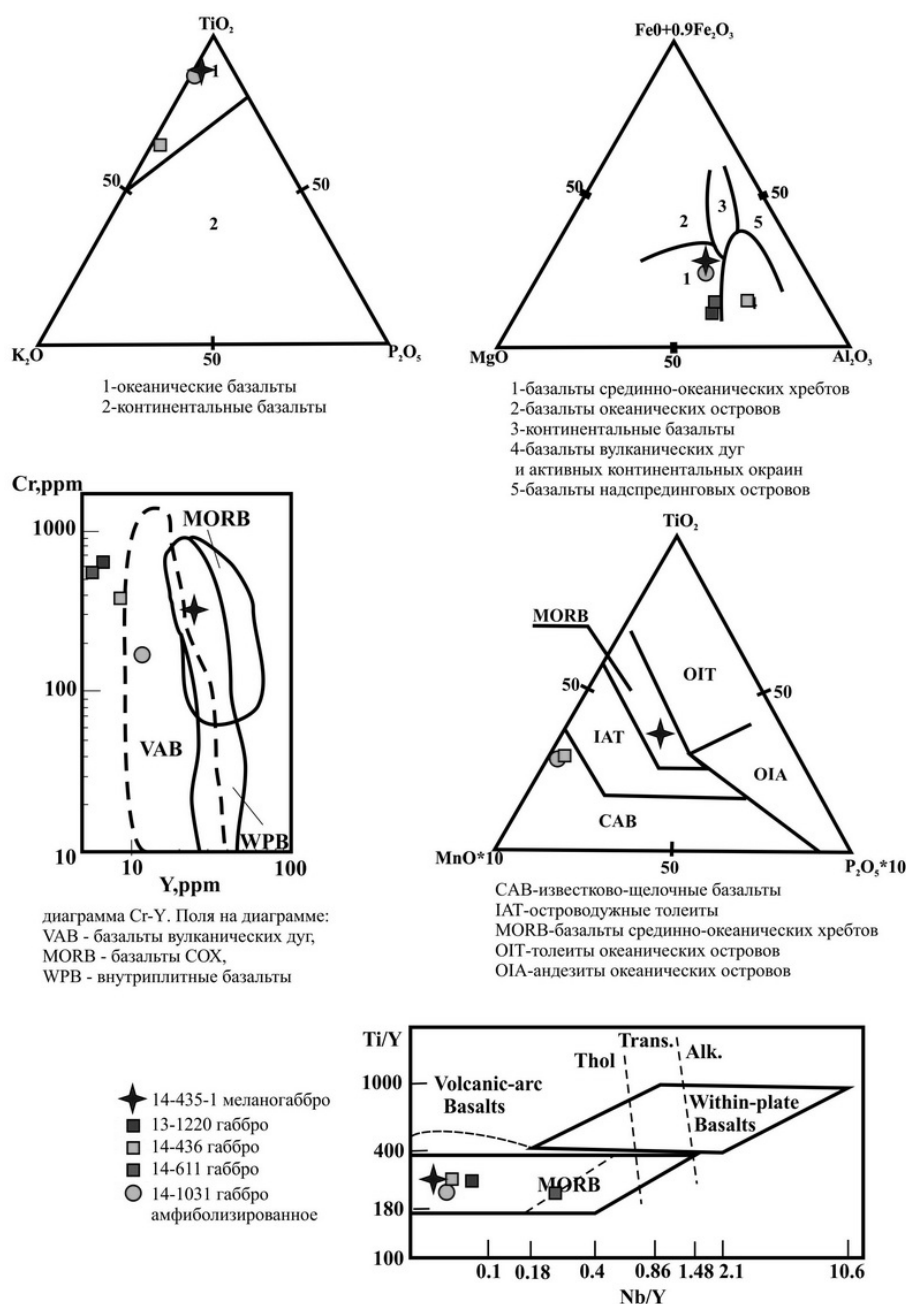


Рис. 81. Геодинамическая характеристика пород качканарского комплекса.

Основной отличительной чертой пород качканарского комплекса являются предельно низкие отношения Rb/Sr на уровне 0,02–0,005, с одной стороны, и достаточно высокое соотношение Zr/Rb (2,06–15,26), что характерно для островодужных толеитов Урала.

На территории листа Р-40-VI с породами комплекса связаны единичные проявления железа. За пределами площади породы качканарского комплекса перспективны на медно-железо-ванадиевые руды волковского типа и ванадийсодержащие малотитанистые железные руды качканарского типа. Также в габброидах комплекса может быть локализовано малосульфидное платинометалльное и золото-платино-палладиевое оруденение.

Позднеордовикский возраст комплекса определен согласно геологическому положению габброидов, интрузирующих основные породы мариинского ($v'O_{2-3}mr$) комплекса и в свою очередь прорываемых телами гранитоидов ауэрбаховского ($\gamma D_{2-3}a3$) комплекса.

Силурийские интрузивные образования

Тагило-кытлымский габбро-норитовый комплекс плутонический ($vS_{1-2}tk$) картируется в восточной части листа Р-40-VI в пределах Тагильской мегазоны, где представлен в виде вытянутых в меридиональном направлении небольших тел и даек габбро, в том числе амфиболовых, находящихся в ассоциации с ультраосновными породами салатимского (ΣO_2sl), габброидами качканарского (vO_3k_2) комплексов и вулканогенно-осадочными породами шемурской свиты (O_3-S_1sm). Комплекс выделен по названиям двух гипербазит-габбровых массивов – Тагильского и Кытлымского на Среднем Урале, где описаны петротипические разрезы пород.

Площадь распространения габброидов характеризуется сглаженными формами рельефа и пятнистым рисунком фотоизображения в фиолетовых тонах. В магнитном поле породы выражены знакопеременными, по большей части отрицательными, аномалиями ΔT интенсивностью –300–400 нТл с отдельными положительными пиками до 400 нТл. Из-за высокой плотности породы (выше 3,00 г/см³) в гравиметрическом поле выражаются повышенными значениями на уровне 38–50 мГал.

Тагило-кытлымский комплекс представлен роговообманковыми габбро, среди которых преобладают лейкократовые и мезократовые разновидности, характеризующиеся мелко-среднезернистой, средне-крупнозернистой, реже гигантозернистой до пегматоидной габбровой (панидиоморфнозернистой) структурой, массивной, иногда линзовидно-полосчатой текстурой.

Первичный минеральный состав в габбро сохраняется редко, обычно моноклинный пироксен (авгит) замещается уралитовой роговой обманкой, плагиоклаз (лабрадор) – соссюритом, а также агрегатами эпидота и цоизита. Наиболее характерными акцессорными минералами являются рутил, сфен, лейкоксен, апатит, хлорит, серицит, кварц, ильменит, пирит, гематит, магнетит, титаномagnetит. Вторичные минералы представлены роговой обманкой, тремоли-том, актинолитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, пренитом.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду семейства габброидов (рис. 64), конкретно к габбро с несколько повышенным количеством щелочей (SiO_2 – 47,48–49,45 %, $Na_2O + K_2O$ – 2,64–2,9 %); характеризуются натриевым типом щелочности и повышенным содержанием глинозема (Al_2O_3 – 15,20–16,30 %) при низких концентрациях TiO_2 (0,38–0,77 %). По геодинамическим построениям габброиды относятся к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов, сформированным в условиях примитивной островной дуги (рис. 82).

Для пород комплекса характерна обогащенность легкими лантаноидами ($La_N/Yb_N = 1,51–2,3$). Сопряженное изменение щелочности, железистости и содержания РЗЭ (рис. 83) в габбро определено связано с процессом кристаллизации и накопления этих компонентов в дифференциатах базальтовой магмы, о чем также свидетельствует небольшая знакопеременная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,98–1,11$).

Геохимическая специализация базитов отличается высокими кларками концентрации Bi, W, Te и Cr; при этом отмечаются низкие кларки концентрации Rb, Nb, Cs, U и Th (рис. 84). Основной отличительной чертой пород тагило-кытлымского комплекса являются предельно низкие отношения Rb/Sr (на уровне 0,01–0,006) и очень высокие отношения Zr/Rb (11,65–61,35), что характерно для островодужных формаций Урала.

Габброиды тагило-кытлымского комплекса являются россыпеобразующими для осадочных месторождений МПГ (металлы платиновой группы). За пределами листа с породами комплекса связаны проявления и пункты минерализации титаномagnetитового оруденения.

Возраст комплекса принимается раннесилурийским на основании результатов определений абсолютного возраста: U-Pb методом по циркону из габбронорита Кумбинского массива – 428 ± 7 млн лет, расположенного южнее изученной площади на территории листа Р-40-XXXVI (Г. А. Петров и др., 2006), и Rb-Sr изохронного возраста офитового габбронорита (лист О-40-VI) из Восточнокнясьпинского массива – $428,6 \pm 1,6$ млн лет (Г. А. Петров и др., 2009).

Петропавловский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс плутонический был выделен В. В. Шалагиновым в 1971 г. (В. В. Шалагинов и др., 1971 г.). Петротип расположен в районе Петропавловской сопки на восточном склоне Северного Урала в непосредственной близости от границы листов Северо-Уральской серии.

В составе комплекса позиционированы три интрузивные фазы: первая габбровая, представленная габбродолеритами ($v\beta S_2p_1$); вторая – диориты и кварцевые диориты (δS_2p_2) и третья – плагиограниты (γS_2p_3), в том числе микропегматитовые, и гранодиориты ($\gamma\delta S_2p_3$).

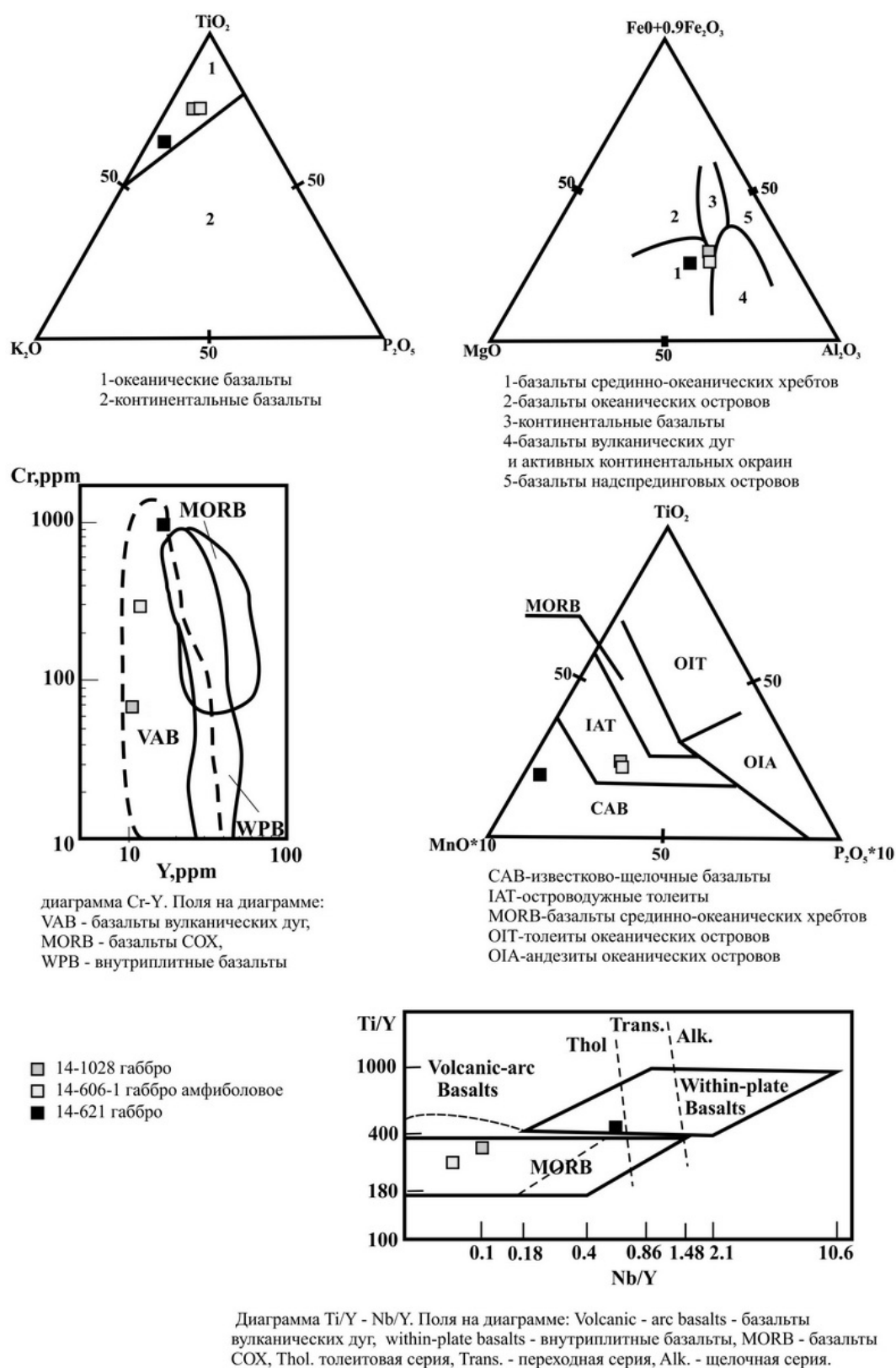


Рис. 82. Геодинамическая характеристика пород тагило-кытлымского комплекса.

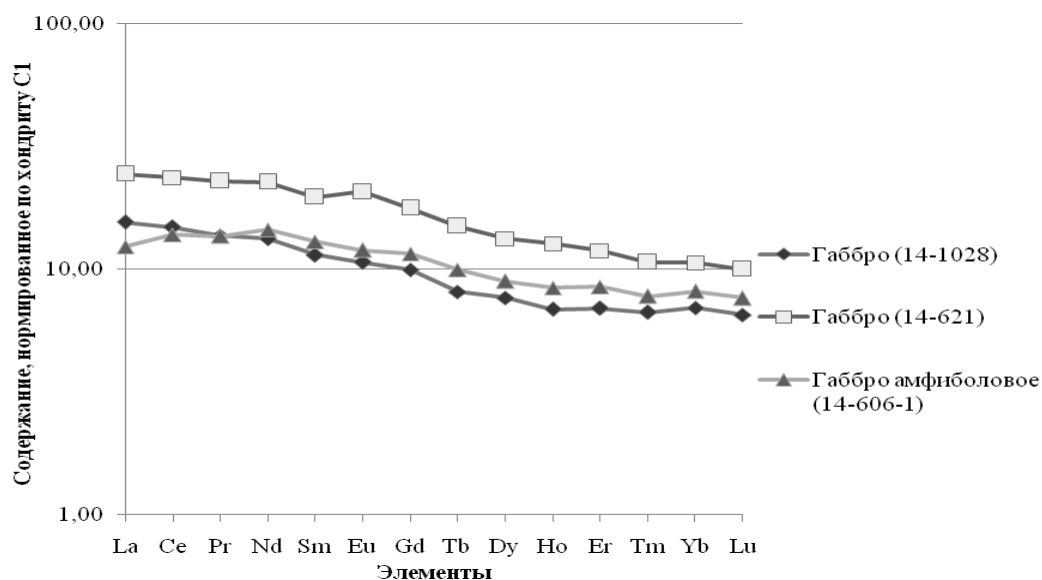


Рис. 83. Распределение РЗЭ в породах тагило-кытлымского комплекса.

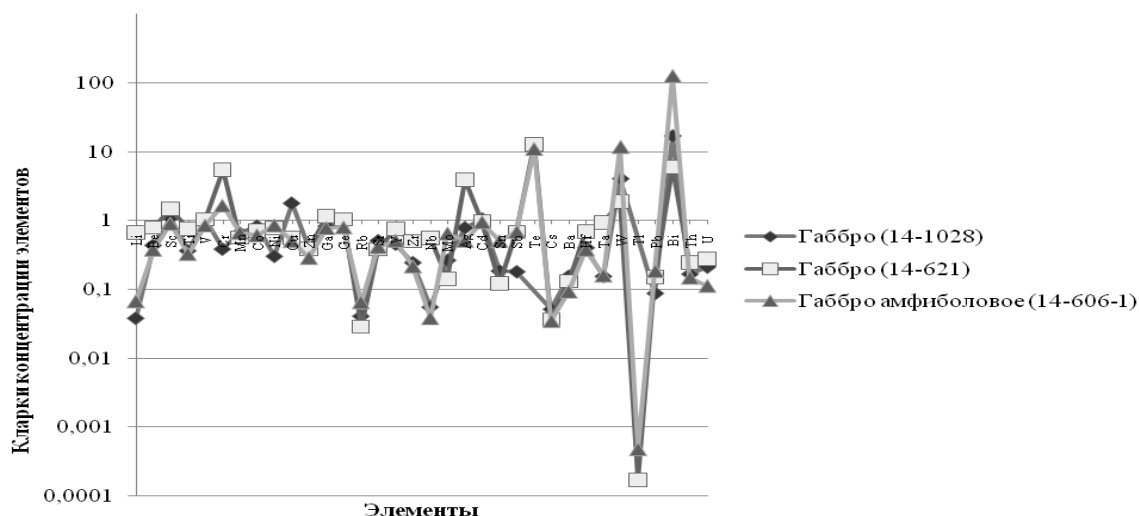


Рис. 84. Спайдер-диаграмма габброидов тагило-кытлымского комплекса.

На спектрональных космоснимках (комбинация 7-4-2) контакты и внутреннее строение комплекса не отражаются. Для гранитоидов характерно пониженное (относительно окружающих габброидов) магнитное поле на уровне $-100-200$ нТл. В гравитационном поле характеризуются повышенными значениями от 34 до 42 мГал.

Первая фаза петропавловского комплекса ($v\beta S_2p_1$) на территории листа представлена в основном мелкокристаллическими мезократовыми габбродолеритами, состоящими из плагиоклаза (An_{40-80}), роговой обманки, клинопироксена, замещаемого амфиболом, титаномагнетита (1–3 %), иногда присутствуют биотит и кварц. На юге площади в зоне субмеридионального тектонического нарушения в пределах развития пород шемурской свиты авторами зафиксировано дайковое тело габбродолеритов.

Породы второй фазы (δS_2p_2) внедрения петропавловского комплекса закартированы в среднем течении р. Хомес, где они по зоне тектонического нарушения контактируют с габбро качканарского комплекса. В зоне контакта габброиды интенсивно эпидотизированы и приобретают неравномернозернистую структуру с крупными зернами плагиоклаза и более мелкозернистым агрегатом измененного пироксена. Также в породе встречается акцессорная вкрапленность пирита (до 1 %). Далее по разрезу в диоритах петропавловского комплекса появляются

вкрапленники кварца размером 1–2 мм, и диориты приобретают среднезернистую структуру. Между диоритами и кварцевыми диоритами контакта не наблюдается; отмечается постепенный переход, когда в породах появляются выделения кварца и его количество постепенно увеличивается до 10–15 % объема породы. На всем протяжении разреза кварцевые диориты разбиты субвертикальными трещинами отдельности (аз. пад. $266^\circ \angle 76^\circ$), формирующими псевдополосчатость; второе направление (аз. пад. $188^\circ \angle 76^\circ$) соответствует крупноблочной отдельности.

Макроскопически диориты и кварцевые диориты представляют собой мезократовые зеленовато-серые, иногда розоватые породы. Состав (%): плагиоклаз зональный – 65–70, роговая обманка – 25–30; кварц – 1–5, в кварцевых диоритах – до 15. Часто отмечаются отдельные зерна клинопироксена, биотита, редко – ортопироксена. Акцессорные минералы – гранат, апатит, турмалин, циркон, рутил.

Третья фаза представлена плагиогранитами (pyS_2p_3), в меньшей мере – гранодиоритами (yS_2p_3). Породы массивные плотные средне- и мелкозернистые светло-зеленовато-серого, иногда розоватого цвета. Минеральный состав (%): кварц – 20–25, плагиоклаз – 55–60, роговая обманка – 10–15, биотит – 1–5, хлорит – 1–5. Характерно постоянное присутствие акцессорных минералов: эпидота, пренита, апатита, сфена (лейкоксена), рудного минерала.

Для химического состава плагиогранитов характерно переменное количество глинозема и низкое, но стабильное, количество оксида титана (0,5 %). Нормативный состав плагиоклаза изменяется в пределах $\text{An} = 10\text{--}30$.

Породы комплекса характеризуются плоским характером кривой распределения с небольшим знакопеременным наклоном трендов РЗЭ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0,92\text{--}2,08$) (рис. 85). Также следует отметить, что отличительной чертой графиков РЗЭ является небольшой максимум по количеству европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,01\text{--}1,02$). Это отличает породы комплекса от образований океанической стадии.

Геохимический спектр характеризуется повышенными значениями кларков концентрации Bi, W и Ag, при низком содержании Pb, Cs, Nb, Th и U (рис. 86).

Плагиограниты соответствуют нормальному ряду щелочности с несколько повышенными содержаниями трехвалентного железа, магнезии и оксида натрия, при пониженном количестве K_2O . Породы комплекса имеют островодужные геодинамические характеристики (рис. 87).

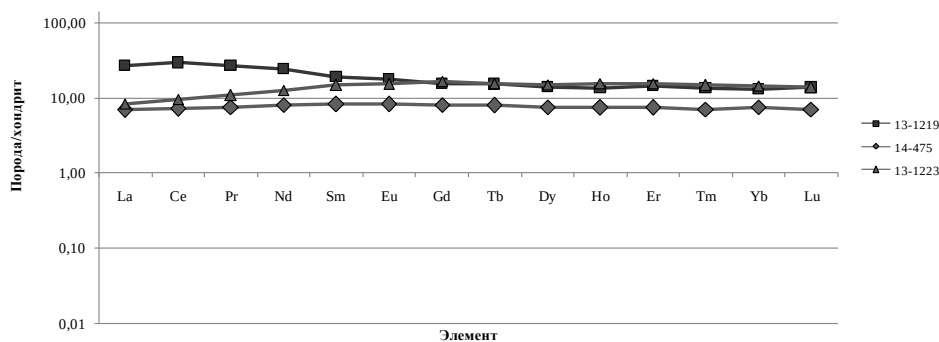


Рис. 85. Распределение РЗЭ в породах петропавловского комплекса.

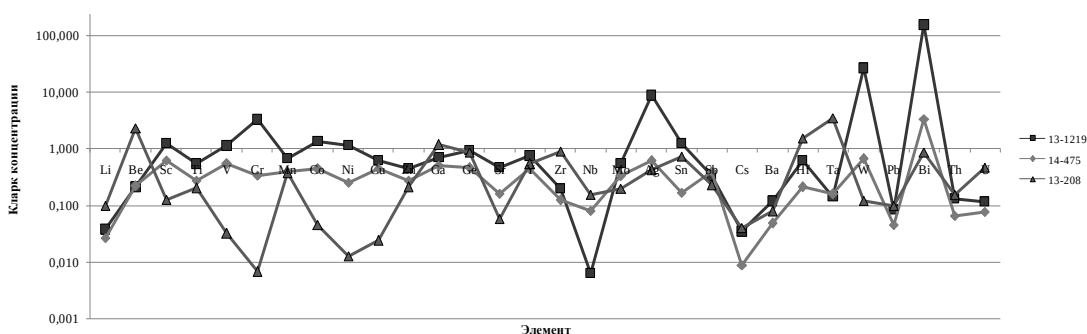


Рис. 86. Спайдер-диаграмма пород петропавловского комплекса.

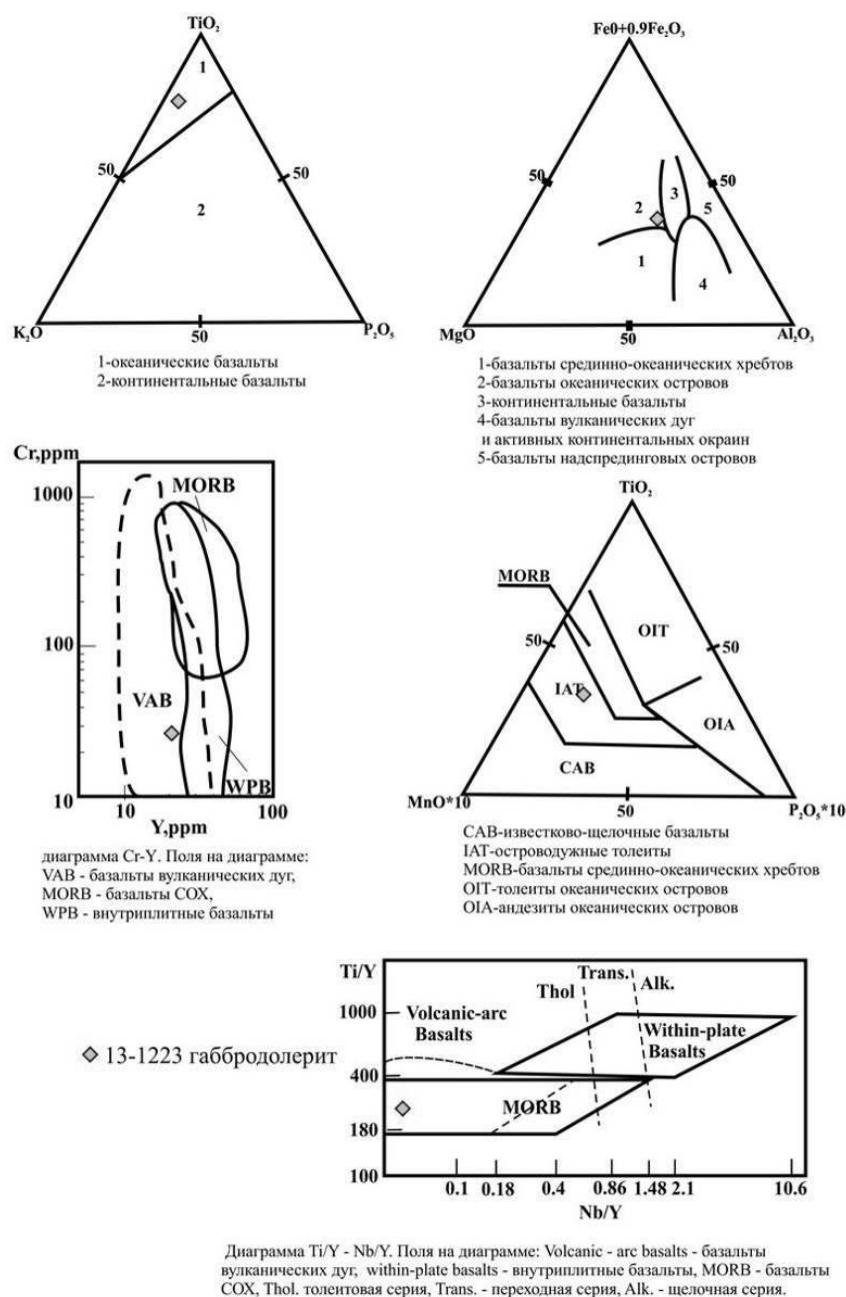


Рис. 87. Геодинамическая характеристика пород петропавловского комплекса.

Металлогеническая специализация пород комплекса на территории листа Р-40-VI определяется парагенетической связью с этими образованиями единичных пунктов минерализации меди (за границей листа).

Позднесилурийский возраст комплекса определяется геологическими соотношениями пород на территории листа, где дайки комплекса прорывают все интрузивные образования и эффузивы допозднесилурийского возраста.

Раннедевонско-пермские интрузивные образования

Ауэрбаховский комплекс габбро-диорит-гранитовый плутонический назван по петротипическому Ауэрбаховскому массиву, расположенному в окрестностях г. Краснотурьинск на Среднем Урале. На площади листа породы комплекса, слагающие Вольинский массив (5) в пределах Восточно-Тагильской зоны Тагильского мегаблока, представлены в составе двух

фаз: вторая (δD_{1a2}) – диориты, кварцевые диориты; третья – граниты (γD_{1-2a3}) и гранодиориты ($\gamma \delta D_{1-2a3}$). Ксенолиты габбро, постоянно встречаемые внутри более кислых разностей, относятся, по всей видимости, не к ауэрбаховскому, а к качканарскому комплексу, поэтому первая фаза на площади не выделяется. Гранодиориты содержат ксенолиты второй фазы, контакты «размытые», переходы постепенные.

Внутреннее строение и границы пород комплекса на аэрокосмоматериалах практически не дешифрируются, при этом участки распространения кислых пород слабо выделяются по светлоте фототону в зеленовато-голубоватых оттенках. Породы характеризуются положительным магнитным полем невысокой интенсивности (до 200–400 нТл) северо-западного простирания. Поле остаточных аномалий силы тяжести спокойное, на фоне вмещающих пород пониженное, но располагается в полосе максимальных значений на уровне 54–56 мГал с понижением на участках развития гранитоидов до 50 мГал.

Диориты, кварцевые диориты – средне- и мелкозернистые, часто порфировидные, породы, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз, андезин – 40–60 %), обыкновенной роговой обманки (15–35 %), биотита (до 10 %), кварца (до 10 %). Вторичные изменения выражены в хлоритизации темноцветных минералов, эпидотизации и карбонатизации пород. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, сфен.

Гранитами третьей фазы и близкими к ним породами сложена большая часть Вольинского массива. Породы светло-серые, иногда розоватые разномзернистые, часто порфировидные. Составляют (%) из таблитчатого плагиоклаза (60); зонального кварца (20–30); калиевого полевого шпата (5–10) и биотита (7–10). Из акцессорных минералов присутствуют буровато-зеленая роговая обманка в сочетании с замещающим ее биотитом, а также эпидот, сфен (реже лейкоксен), апатит, магнетит, реже – титаномагнетит. Общее количество темноцветных минералов не превышает 10–20 %. Гранодиориты отличаются от гранитов несколько повышенным содержанием темноцветных минералов (до 25–35 %) и пониженным – кварца (10–20 %).

Породы лейкократовые, высоко- и весьма высокоглиноземистые принадлежат к калиево-натриевой серии, характеризуются низким (0,3–0,4 %) стабильным содержанием TiO_2 . Отличительная особенность пород комплекса – повышенные содержания стронция и рубидия, а также очень крутой тренд РЗЭ ($La_n/Yb_n = 6,23–11,47$) при знакопеременной, но в общем случае незначительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0,75–1,13$) (рис. 88). Такие тренды типичны для магматитов окраинно-континентальных толеитовых серий, а также для магматитов зрелых островных дуг и континентальных гранитоидов.

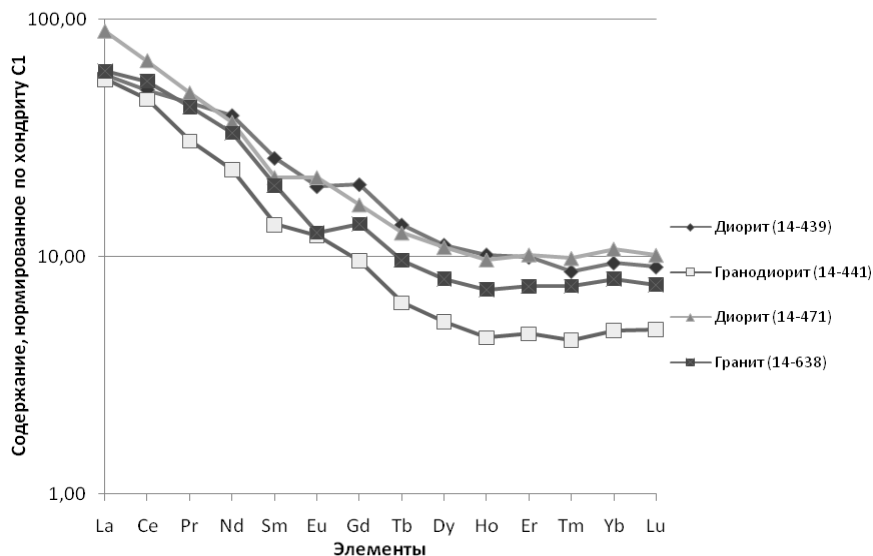


Рис. 88. Распределение РЗЭ в породах ауэрбаховского комплекса.

В петрохимическом отношении граниты отличаются от всех пород района стабильным низким отношением $Na_2O/K_2O = 1–2$ и высокими содержаниями K_2O (больше 2 %). По содержанию микроэлементов отмечаются очень высокие концентрации Вi и Ag, повышенные значе-

ния – Sc, Co, Sr и Hf. На фоне повышенных значений фиксируются очень низкие значения кларков концентрации Be, Rb, Cs и Tl и пониженные значения Cr, Zr, Ta, U и Th (рис. 89).

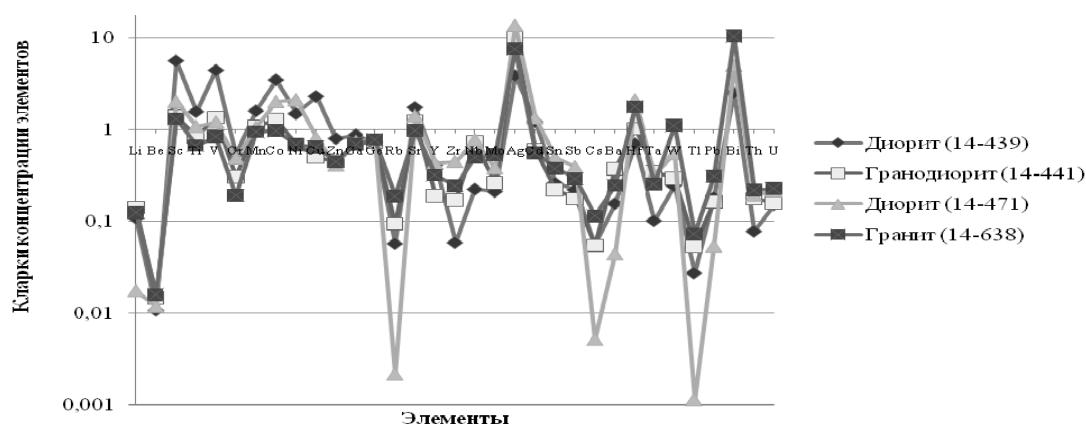


Рис. 89. Спайдер-диаграмма пород ауэрбаховского комплекса.

По петрохимическим характеристикам породы ауэрбаховского комплекса относятся к образованиям развитых и зрелых вулканических островных дуг (рис. 90), типичными особенностями которых являются очень низкое соотношение Rb/Sr (0,001–0,13) при невысоком значении отношения Zr/Rb (на уровне 1,02–1,80).

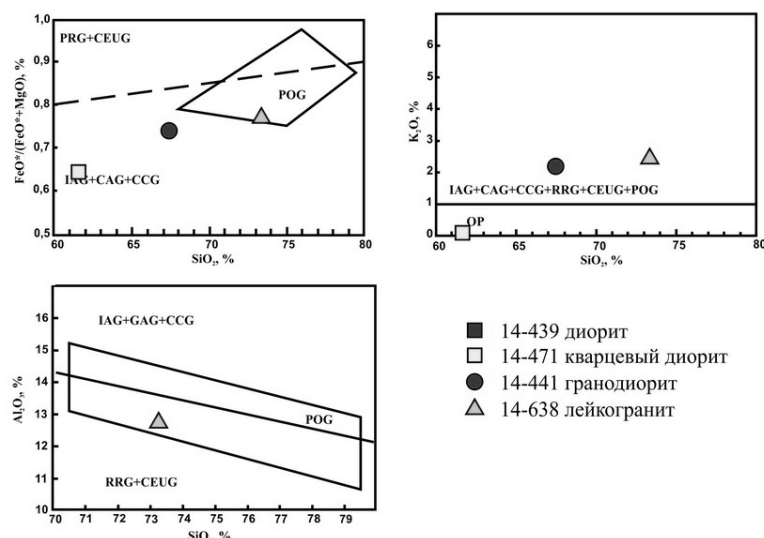
С интрузиями ауэрбаховского комплекса за пределами территории листа Р-40-VI связаны проявления и месторождения медно-железо-скарновых руд, проявления золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого типов.

Возраст комплекса принят ранне-среднедевонским на основании контактового взаимодействия гранитоидов и пород более древних образований Западно-Тагильской СФЗ и в соответствии с Уральской серийной легендой.

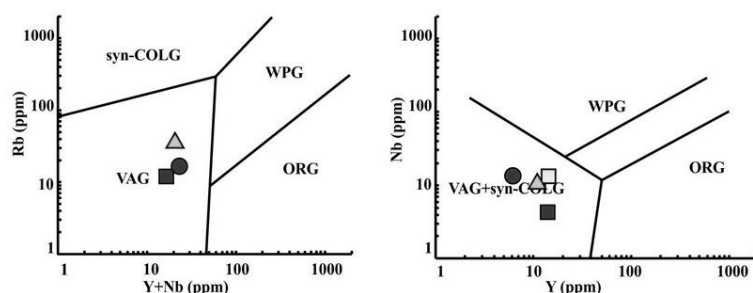
Поньинский комплекс монцогаббро-монцонитовый гипабиссальный выделен авторами при проведении ГДП-200 листа Р-40-VI [67] для группы небольших штоков, линзообразных тел и даек монцогаббродiorитов ($\mu\nu\delta C_3$ -Ppn), монцодолеритов ($\mu\beta C_3$ -Ppn) и, возможно, сиенитов (эйситизированные) (ξC_3 -Ppn), кварцевых сиенитов ($q\xi C_3$ -Ppn), граносиенитов ($\gamma\xi C_3$ -Ppn), умереннощелочных лейкогранитов ($\epsilon\gamma C_3$ -Ppn), закартированных в междуречье Щугор-Понья-Пеленья-Подчерем и выявленных в верховьях р. Туяхланья. Размеры тел колеблются в пределах от 0,7 м до 5 км по мощности и от десятков метров до 2 км по длинной оси. Они приурочены в основном к эндо- и экзоконтактам Ильязского массива, где установлены в виде даек в осевой части интрузии, и показаны Э. Г. Негурицей [100] в северной части Тильтимьинской антиклинали (ТИ) как раннедевонские щелочные сиениты. Характерна приуроченность комплекса к оперяющим структурам Кулемшорско-Маньхамбовской зоны, в швах Нйско-Щугорского (16) дизъюнктива, а также контролирующего диагональный Туяхланьинский разлом (6).

На карте магнитных аномалий породы выражены в отрицательных аномалиях интенсивностью –200 нТл. Гравитационное поле отрицательное: от –20 до –22 мГал. На спектральных космоснимках при хорошей обнаженности массивы и дайки окрашены в ярко-оранжевый спектр. Естественная радиоактивность пород варьирует от 10 до 30 мкР/ч.

Монцогаббродiorиты – породы темно-зеленого до черного цвета, скрытокристаллические, с характерным раковистым изломом. Микроструктура гипидиоморфнозернистая и редкопорфировая. Минеральный состав: плагиоклаз (от 40 до 62 %) – гипидиоморфные кристаллические таблички с полисинтетическими двойниками от № 25 олигоклаза до № 40 андезина. Отмечаются слабо пелитизированные зерна ксеноморфного к плагиоклазам ортоклаза. Биотит (до 18 %) содержится только в породах среднего состава. Роговая обманка (10–15 %) представлена призматическими кристаллами с четкой системой спайности по двум направлениям под углом 120°. Плеохроизм: по Ng темно-зеленовато-бурый цвет, по Nr желто-коричневый, отмечаются синеватые арфвердсонитовые разности. Вторичные минералы – эпидот, редко актинолит (вблизи тектонических нарушений). Акцессорные минералы – апатит, магнетит, ильменит, муассанит, ортит, сфен, рутил, циркон, ортит, пироксенол.



IAG-гранитоиды островных дуг, CAG-гранитоиды континентальных дуг, CCG-гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG-постороженные гранитоиды, RRG-гранитоиды, связанные с рифтами, OP-океанические плагиограниты, CEUG-гранитоиды континентальных эпигороженных поднятий



ORG-граниты океанических хребтов, WPG-внутриплитные граниты, VAG-граниты вулканических дуг, syn-COLD-коллизийные граниты.

Рис. 90. Положение кислых пород ауэрбаховского комплекса на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса Rb-(Y + Nb) и Nb-Y.

Лейкограниты – светло-серые, редко белые лейкократового облика породы, средне- мелкозернистые, массивного сложения. Микроструктура преимущественно гранитовая. Минеральный состав: кварц (42 %) – подавляющее количество крупных зерен (0,3–0,6 мм), равномерно распределенных по породе, в зернах отмечается развитие кривых трещин; плагиоклаз (до 25 %) представлен коротко- и длинотаблитчатыми кристаллами в значительной степени пелитизированными, в редких разностях просвечивают реликтовые полисинтетические двойники с узкими швами (№ 23 олигоклаз); КПШ (до 30 %) – зерна с зазубренными краями равномерно распределены по породе, сохранив реликты таблитчатого строения и микроклиновую решетку. Серицит (до 3 %) – мелкие чешуйки, сосредоточенные в основном в зернах КПШ. Акцессорные минералы – апатит, гранат, ильменит, магнетит, пирит, рутил, сфен, циркон.

Петрофонд комплекса представлен преимущественно щелочными породами, которые разделяются на TAS-диаграмме на две группы (рис. 64). Первая занимает смежную область основных и средних магматитов ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}54\%$) и отвечает по составам монцогаббро и монцодиоритам ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5,3\text{--}6,7\%$). Характерны высокая титанистость, пониженная глиноземистость и переменные содержания магнезии. По соотношению K_2O и Na_2O они относятся к породам с переменным типом щелочности.

Характер распределения лантаноидов для магматитов первой группы обусловлен уменьшением тяжелых элементов относительно легких ($\text{La/Yb} = 5,2\text{--}8,4$), также отличительной чертой является высокое содержание РЗЭ (200–257 г/т). Европейский минимум либо не отмечается,

либо проявлен очень слабо ($Eu/Eu^* = 0,8-1,0$). Второй тип графиков свойственен более кислым разновидностям и имеет симметричную V-образную форму, с тенденцией к обогащению тяжелыми РЗЭ ($La/Yb = 0,8-1,1$). Представителями этой группы являются мелкозернистые разновидности, расположенные в контактовой части Ильязского массива. Сложность и определенная неидентичность графиков (рис. 91) обусловлена, вероятно, метасоматическими процессами.

Геохимически умереннощелочные базиты комплекса характеризуются повышенными концентрациями Be, Y, Sb, Te; рудная специализация проявлена для Ag, Bi ($K_k = 100$) при дефиците таких элементов, как Cr, Ni, Tl. Кислые разновидности выделяются богатым спектром микроэлементов, выраженном в рудных содержаниях Ag, Te, Bi, высоких кларках концентрации Cr, Ni, повышенных Li, Be, Sc, Ti, V, Co, Cu, Zn, Sb, Cs. Породы обеднены Sr, Mo, Ta, Th (рис. 92).

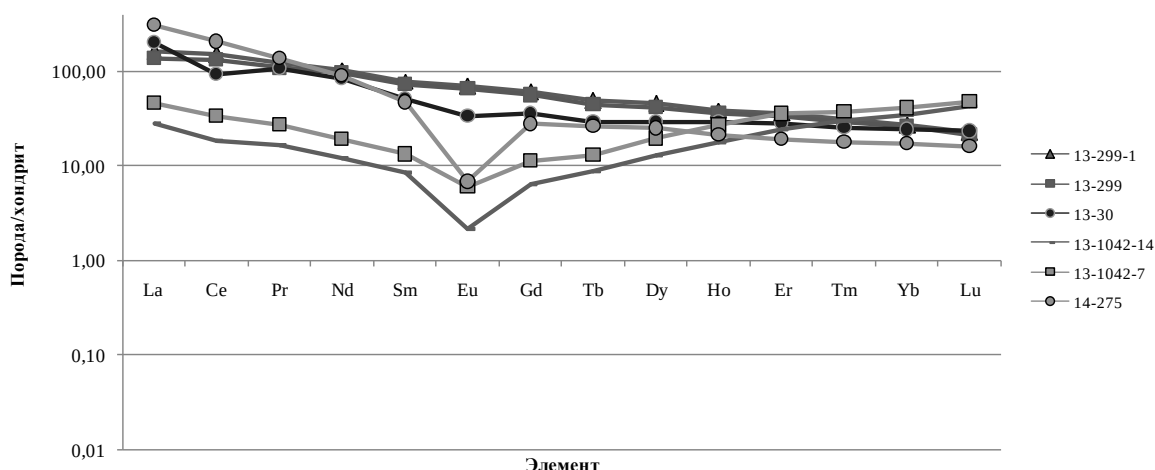


Рис. 91. Распределение РЗЭ в породах поньинского комплекса.

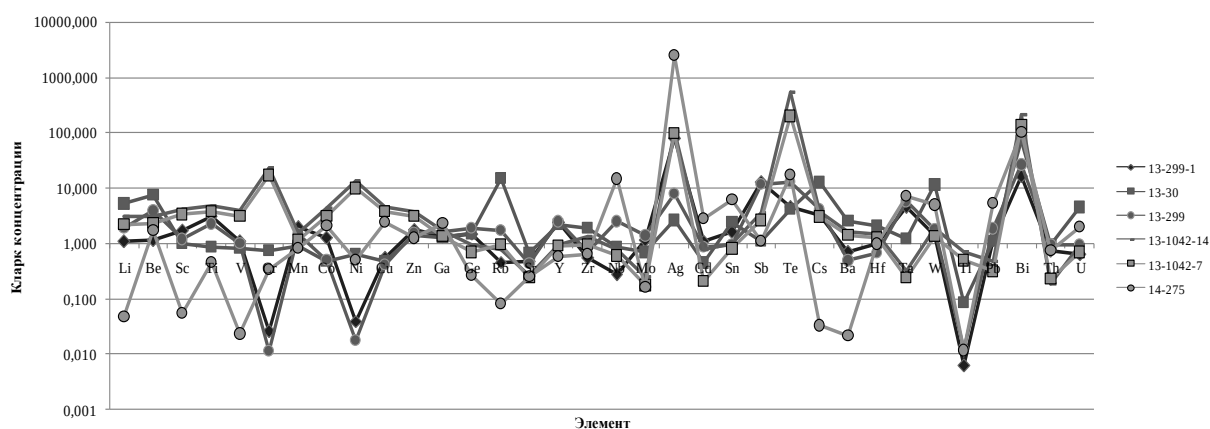


Рис. 92. Микроэлементный состав магматитов поньинского комплекса.

Геодинамические диаграммы не дают однозначного ответа на обстановку формирования пород комплекса. В координатах $Ti/Y-Nb/Y$ их составы отвечают области базальтов СОХ и внутриплитных. На треугольных диаграммах ($FeO^*-MgO-Al_2O_3$, $TiO_2-K_2O-P_2O_5$) фигуративные точки магматитов попадают как в поля континентальных базальтов, так и островодужных (рис. 93); на диаграммах Дж. Пирса они занимают смежные области обстановок вулканических дуг и внутриплитных (рис. 94). По-видимому, все-таки исходя из геологической части петро-геохимической информации геодинамическую обстановку формирования пород комплекса можно определить как рифтовую (горячих точек) внутриплитную.

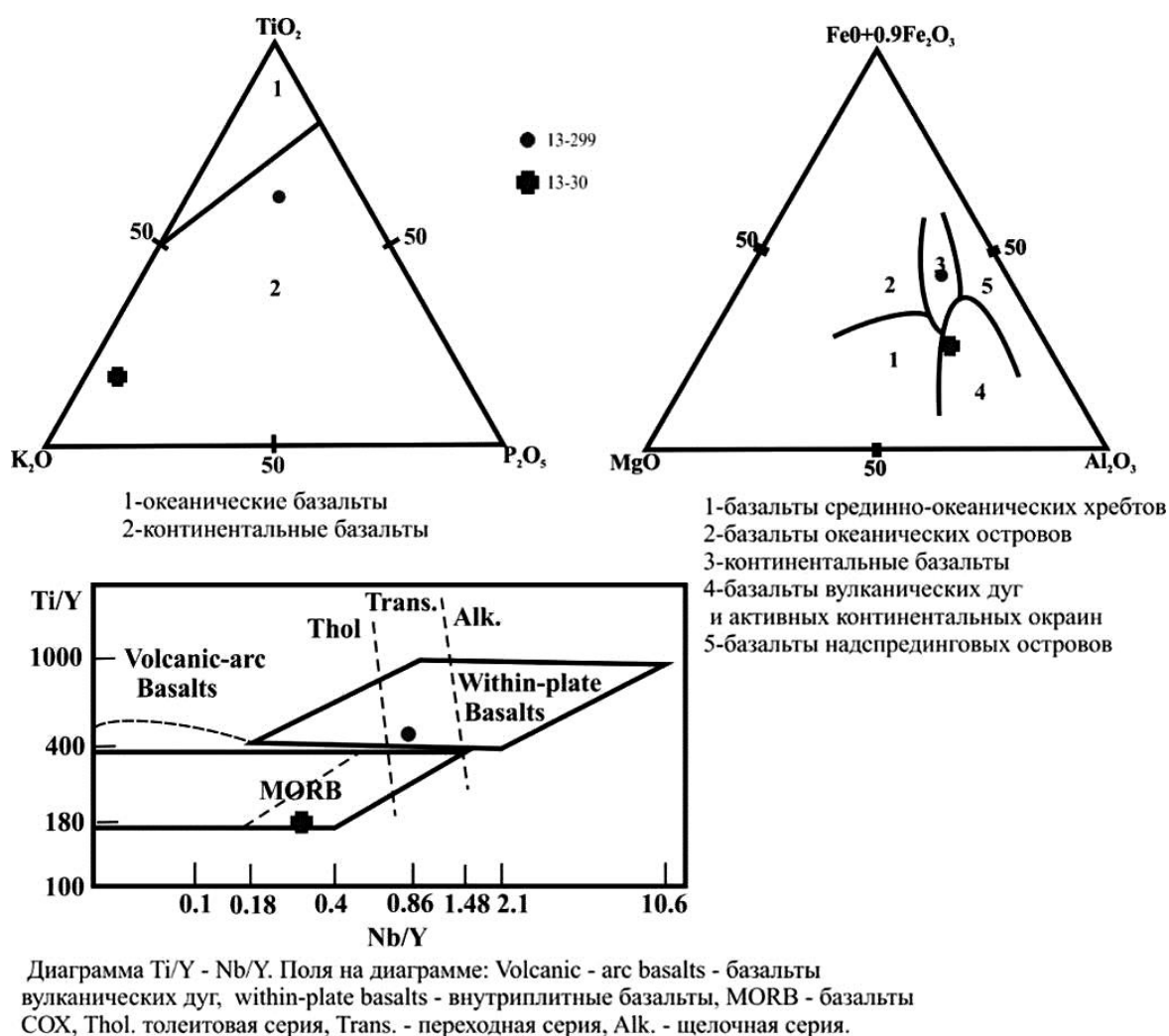


Рис. 93. Положение базитов поньинского комплекса на диаграммах Т. Х. Пирса (вверху) и в координатах Ti/Y-Nb/Y.

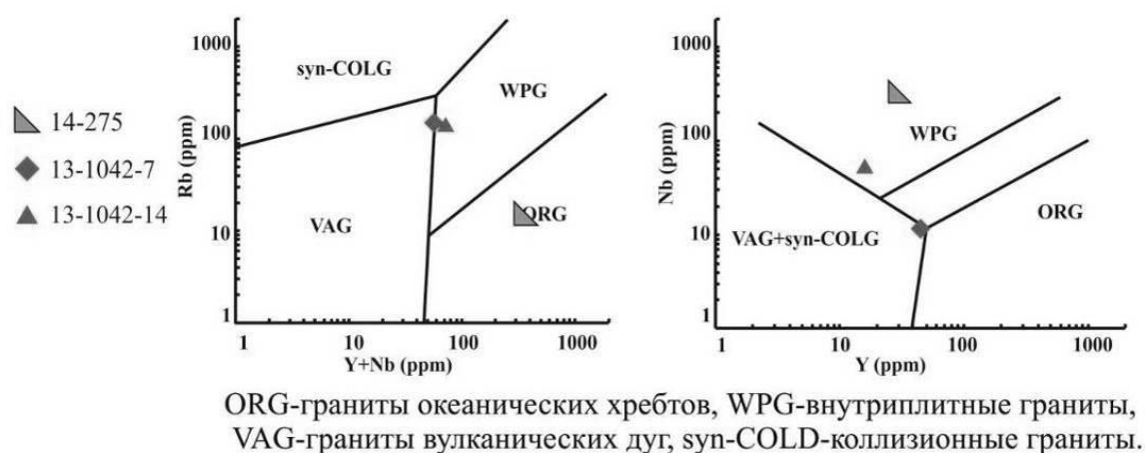


Рис. 94. Положение кислых пород поньинского комплекса на дискриминационных диаграммах для гранитоидов Дж. Пирса Rb-(Y + Nb) и Nb-Y.

Металлогения комплекса обусловлена связью с малыми интрузиями проявлений редкометалльной формации, что хорошо согласуется с их геохимической специализацией.

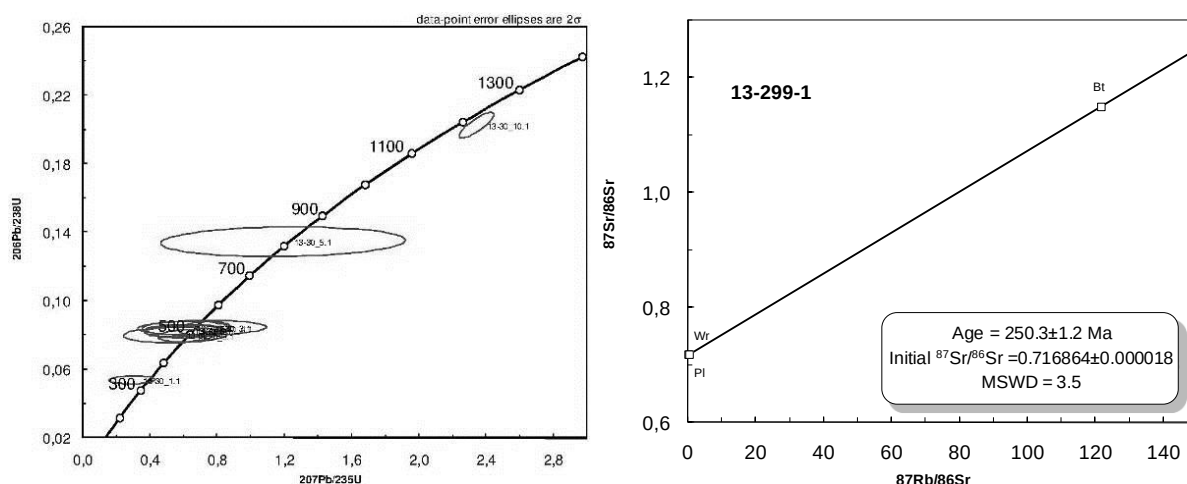


Рис. 95. U-Pb изохрона монцодолерита и Rb-Sr систематика по монцонитам поньинского комплекса [67].

Позднекаменноугольно-пермский возраст комплекса принимается на основании следующих данных.

1. Относительная «свежесть» и дискордантность пород по отношению к вмещающим отложениям. Интрузивирование монцодолеритами гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса.

2. Уран-свинцовое изотопное датирование цирконов из умереннощелочных лейкогранитов показало значение $341,8 \pm 2,4$ млн лет, а из монцодолеритов имеет дискордантные кластеры 510,7 и 338,1 млн лет [67]. При этом значение 501,6 млн лет – древнее вмещающих гранитов, а второе в основных породах отвечает захваченным цирконам (рис. 95). Вследствие этого возраст последних принято датировать моложе наиболее молодых меток, что укладывается в диапазон С–Р. К этому же выводу склоняет нас и Rb-Sr датирование, показывающее возраст в районе $250,3 \pm 1,2$ млн лет (рис. 95).

ТЕКТОНИКА

При написании данного раздела использованы следующие материалы: тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 [35]; тектоническая карта территории деятельности объединения «Полярноуралгеология» масштаба 1 : 1 000 000 [49]; тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты масштаба 1 : 1 000 000 [45]; тектоническая схема листа Р-40 масштаба 1 : 2 500 000; схема тектонического районирования листа Р-40 масштаба 1 : 5 000 000 [2]; тектоническая схема Уральской части ХМАО масштаба 1 : 500 000 [65], а также последние данные по этой теме, изложенные в монографии «Тектоническое районирование и минерагения Урала» (2006 г.), включая и собственные многолетние исследования [64, 65, 66, 120], в том числе ГДП-200 [67].

В соответствии с районированием Урала по типу глубинного строения земной коры территория листа Р-40-VI обладает отчетливо выраженной латеральной зональностью. Это – область сочленения двух различных по строению и составу мегакомплексов (палеоконтинентального и палеоокеанического секторов), являющихся элементами первого порядка палеотектонической структуры. Несмотря на то, что эта палеозональность существенным образом преобразована в позднепалеозойско-мезозойское время (на коллизионно-аккреционном этапе развития Урала), общий структурно-тектонический план остался неизменным.

Палеоконтинентальный сектор (западная и центральная части листа) характеризуется корой континентального типа. Следует отметить, что субмеридиональные палеозойские структуры дискордантны по отношению к первичному структурному плану доуралид. Допалеозойские структуры на палеоконтиненте, реставрируемые по комплексу геолого-геофизических методов, имели северо-западную ориентировку [10]. Этот структурный план позднее был полностью переработан в процессе палеозойского тектогенеза, однако первичная зональность послужила причиной более поздней наложенной поперечной зональности Урала – чередования поперечных глубинных поднятий и опусканий [9].

В палеоокеаническом секторе (восточная часть листа) кора преимущественно островодужного типа с реликтами океанической; она отличается увеличенной мощностью и приподнятым залеганием поверхности «базальтового» слоя, повышенным коэффициентом основности, наличием меланократового фундамента и широким развитием в ее верхней части (помимо осадочных формаций) вулканогенных и интрузивных образований. Эволюция вулканизма и магматизма здесь проходила в соответствии с закономерностями, установленными для мезозойских и кайнозойских островных дуг. Кроме того, в восточной части присутствуют фрагменты коры гетерогенного состава и сложного аллохтонно-блокового строения (террейны).

Описанная латеральная структурно-формационная зональность является по существу палеотектонической (или первичнотектонической). Она отражает различные геодинамические обстановки и условия формирования структурно-вещественных комплексов (СВК).

Территория листа Р-40-VI расположена в пределах Уральской складчатой системы (А) на стыке трех крупнейших структур последней – Западно-Уральского мегамоноклинория, Ляпинско-Кутимского мегантиклинория и Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, а также прилегающей к ней с крайнего юго-востока Западно-Сибирской платформы (Б), которые в свою очередь включают структуры более высоких порядков. Так, Западно-Уральский мегамоноклинорий, занимающий не более 20 % площади листа, сложен на западе и в центральной части терригенно-сланцевыми отложениями нижнего палеозоя (Косью-Вишерский моноклинорий I₁; Присалатимский аллохтон I₂). Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий, занимающий две трети площади листа, представлен Маньхамбовским антиклинорием (II₁) и сложен докембрийскими отложениями (доуралиды). Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий в виде узкой полосы субмеридионального простирания представлен Западно-Тагильским моноклинорием (III₁),

сложенным преимущественно магматическими, в основном plutоническими породами нижне-го-среднего палеозоя (10 %). Их аллохтонная природа обусловлена тектоническим (надвиговым), нередко меланжированным характером границ с проявлением в породах основания высокобарического метаморфизма. Юго-восточный угол планшета представлен частью Вольинской впадины (IV₁) Саранпаульского моноклинория (IV). Все основные структурные элементы складчатой системы имеют четкие геологические границы несогласного либо надвигового и сбросо-надвигового типа, отражены в физических полях и фиксируются аэрокосмометодами и прямыми геологическими наблюдениями.

Вертикальное расчленение

В строении листа Р-40-VI участвуют структурно-вещественные комплексы трех структурных этажей: рифейско-раннекембрийского, позднекембрийско-пермского (триасового?) и мезозойско-кайнозойского, отвечающих соответственно байкальской (тиманской?, кадомской), каледоно-герцинской (варисской), киммерийской и альпийской эпохам складчатости. Они отчасти имеют близкие структурные планы с элементами унаследованности, разделены угловыми и азимутальными несогласиями, нередко с крупными перерывами в осадконакоплении.

Рифейско-раннекембрийский структурный этаж (RF-Є₁) сложен преимущественно метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма породами пуйвинской, хобеинской, мороинской, саблегорской и лаптопайской свит. Для него характерно сложное сочетание палеовулканических и дисплекатных структурных элементов. Возраст породных ассоциаций установлен как на основании флористических определений (за границей листа), так и по результатам изотопных исследований (прил. 5).

Современному структурному плану байкалид свойственна некоторая неопределенность, выражающаяся в виргации в северо-западном направлении основных структурных векторов рифейских толщ (истоки рек Шугор, Яныманья), подстраивающихся под погребенный жесткий блок – близко-одновозрастный Маньхамбовский гранитный массив (за границей листа). Это направление просматривается среди верхнерифейско-вендских складок Перевальной (ПР) моноклинали в южной части Верхнешугорской грабен-синклинали (В), Пришугорской пластины (ПШ), Ойканьёрской антиклинали (О), переходя к субмеридиональным направлениям (Подчеремская (ПО), Верхневольинская (ВВ), Педынская (ПЕ) антиклинали и др.). Складчатость байкальского этапа – часто напряженная с интенсивной микроскладчатостью, особенно в западной фронтальной части по периферии Присалатимского аллохтона; она сменяется на более пологие, нередко брахиформные структуры на хобеинско-саблегорском этапе. Линейность и напряженность складчатости усиливается при приближении к разломам либо проявляется внутри сложных систем последних (Маньхамбовско-Кулемшорская шовная зона).

Позднекембрийско-пермский (триасовый?) структурный этаж (Є₃-Р) гетерогенен и сложен СВК Западно-Уральской и Тагильской складчато-надвиговых мегазон. Если первая представлена метаморфизованными осадочными отложениями шельфово-склонового типа (елецкие и лемвинские фации соответственно), то вторая – преимущественно магматическими, океаническими и островодужно-коллизийными комплексами палеозоя. Выделение этого структурного этажа обосновывается существованием углового несогласия между отложениями рифея-венда, с одной стороны, и верхнего кембрия-ордовика, с другой. Оно наблюдается в ряде мест на Приполярном Урале (руч. Озёрный и др.), а на листе Р-40-VI (крайний юг листа – гора Пырва, север – гора Тельпос-Из) груботерригенная пачка тельпосской свиты в виде изометричных изолированных тел дискордантно налегает на верхнерифейско-вендские отложения мороинской, саблегорской и лаптопайской свит. Однако чаще соотношения с доуралидами тектонические, обусловленные более молодыми дислокациями палеозоя-мезозоя. Шельфовые комплексы участвуют на севере в строении Сумьинской (С) и Тельпосской (Т) синклиналей Верхнешугорской грабен-синклинали (В), а на юге и в центре листа они слагают очень небольшие линейновытянутые синклинали. Терригенно-сланцевые образования склонового типа представлены лишь на востоке рассматриваемой территории, слагая Присалатимский аллохтон (I₂) – интенсивнодислоцированную структуру синформного типа, включающую серию таких сегментов, как Пернаизский покров (ПН), Турупинско-Маньинский (ТМ) пакет пластин и Керсанинскую пластину (К). Общей особенностью палеозойского структурного плана является доминирование на значительной части территории «уральского» субмеридионального направления складчатости, обусловленного коллизийными процессами, связанными с выдвиганием

океанически-островодужных масс Тагильской мегазоны по зоне Главного Уральского надвига (8). Внутреннее строение Тагильской складчато-надвиговой мегазоны, представленной Западно-Тагильским блоком, в котором можно выделить по набору комплексов Вольинский (ВО) и Хорасюрский (Х) сегменты, однообразно и весьма специфично, что обусловлено сжатым и сугубо узколинейным расположением магматических комплексов меридионального простирания.

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж (MZ KZ) разделяется на два структурных яруса – юрско-меловой и неоген-четвертичный. Первый представлен слаболитифицированными образованиями континентального и прибрежно-морского генезиса. Они выполняют различные по масштабам эрозионные депрессии, одна из которых – Вольинская впадина – IV₁ – проявлена на крайнем юго-востоке листа Р-40-VI и залегают субгоризонтально на глубоко размытых структурах палеозоя. Геодинамические комплексы и формации неоген-четвертичного яруса на геологической карте и тектонической схеме не представлены.

Главной структурной особенностью листа является обилие покровно-надвиговых (включая шовные зоны) нарушений с системой субвертикальных активизационных структур сбросо-надвигового типа. Как показали исследования последних лет, более половины всех геологических структур имеют аллохтонное залегание. При этом, если учесть террейновый характер строения фундамента [8], то их количество резко возрастает [10].

Горизонтальное расчленение

Главнейшими структурами листа Р-40-VI являются (с запада на восток): Косью-Вишерская складчато-надвиговая зона (I₁), Маньхамбовский антиклинорий (II₁), Присалатимский аллохтон (I₂), Западно-Тагильский моноклинорий (III₁) и Западно-Сибирская плита, представленная Вольинской (IV₁) впадиной. Все вышеперечисленные структуры, за исключением последней, представляют собой крупнейшие аллохтоны.

Маньхамбовский антиклинорий (II₁), занимающий до 70 % площади листа, относится к наиболее крупным и хорошо выраженным структурам допалеозойского фундамента. Его естественными границами служат крупнейшие тектонические элементы района. На западе это – Косью-Вишерская складчато-надвиговая зона (I₁), а на востоке – Присалатимский разлом (7) как южное продолжение Собско (Салатимско)-Нундерминской шовной зоны [11]. Важнейшей особенностью антиклинория является его гетерогенность и вулканокупольно-чешуйчатый характер строения. При этом крупными поперечными и сслождачатыми Прищугорским (2), Поньизским (17), Западнощугорским (11), Восточнощугорским (5), Ятыинско-Ойканьёрским (13), Хомесским (14) разломами он расчленен на Хальмеринскую (ХА), Прищугорскую (ПЩ), Ойканьёрскую (О), Тильтимьинскую (ТИ), Верхневольинскую (ВВ), Талтминско-Вольинскую (ТВ), Педынскую (ПЕ) и другие структуры более высоких порядков.

Антиклинорий представляет собой сложнопостроенную гетерогенную структуру, главнейшими элементами которой являются, по-видимому, дорифейские или ранне-среднерифейские отложения (за границей листа Р-40-VI), представленные метаморфитами нерасчлененных маньхобейинской и щокурьинской свит и интродуцированные гнейсогранитами сальнеро-маньхамбовского комплекса. В последнем установлены Л. В. Суминым (ВИМС) цирконы с возрастом 2,5 и 3,0 млрд лет [126], проявление которых обусловлено, вероятно, формированием раннепротерозойского гранито-гнейсового ядра.

Косвенным аргументом в пользу наличия древнейших отложений является регулярное присутствие кластогенных цирконов в вендско-палеозойских комплексах с изотопными возрастaми 1183 млн лет и модельных TDM датировок 1294 и 1387 млн лет, отражающих возраст субстрата. «Сланцевое» обрамление представлено среднерифейско-вендскими породными ассоциациями (пуйвинская, хобейинская, мороинская, саблегорская свиты) субплатформенного типа. Вышеперечисленные пликативные структуры северной части Маньхамбовского антиклинория представляют собой систему скученных линейновытянутых синклиналей и антиклиналей, осложненных как совозрастными палеовулканическими структурами (Подчеремская (ПО) и Педынская (ПЕ) антиклинали), так и более молодыми палеозойскими структурами (Верхнешугорская грабен-синклиналь (В), Тельпосская (Т) и Сумьинская (С) синклинали).

В целом мегантиклинорий разделен Верхнешугорской грабен-синклиналью (В) на два несколько различных по строению сегмента. Первый, западный, представлен Подчеремской (ПО) и Педынской (ПЕ) антиклиналями, Хальмеринской (ХА) синклиналью и Перевальной моно-

клиналью (ПР); второй, восточный, более сложно построенный, включает Прищугорскую пластину (ПЩ), Талтминско-Вольинскую синклиналь (ТВ), Верхневольинскую (ВВ), Ойканьёрскую (О), Тильтимьинскую (ТИ) антиклинали и Яныманьинско-Турупьинский пакет пластин (ЯТ).

Подчеремская антиклиналь (ПО) – слаболинейновытянутая в меридиональном направлении структура размером 25–30 × 50 км (западная часть – за границей планшета), сложена в основном вулканогенными породами саблегорской свиты и осложнена Подчеремско-Тельпосской палеовулканической структурой (2). Последняя представляет собой в разной степени эродированные палеовулканические центры, наиболее крупными из которых являются Подчеремский и Североильязский. Они сложены гранитоидами сальнеро-маньхамбовского и риолитами саблегорского субвулканического комплексов – как, собственно, и более северные адвентивные палеоцентры, установленные в истоках рек Подчерем и Тельпос. Размер палеоцентров – от 0,5 до 6,0 км в поперечнике с системой кольцевых и радиальных нарушений, залеченных малыми телами, дайками кислого состава и комагматичными эруптивными брекчиями. Последние непосредственно картируются на местности, а кольцевые и радиальные элементы уверенно устанавливаются дешифрированием и подтверждаются наземными наблюдениями, включая характер речной сети и смену по латерали от центра к периферии пирокластики от крупно- до мелкообломочных разностей. На крайнем юго-востоке Подчеремской антиклинали расположена Перевальная (ПР) моноклиналь, сложенная отложениями терригенной (BRF₃) и базальт-долеритовой (KPRF₃) формаций. С запада и востока она ограничена крупными тектоническими нарушениями – Няйско-Щугорским (16) и Парьяурским (9), а с юга – рамкой планшета. Размер структуры – 6 × 12 км. Для нее характерно интенсивно-дислоцированное строение с обилием мелкоамплитудной складчатости в верхней, мороинской, части разреза и размахом крыльев до первых километров при падении под углами 65–50° на северо-запад и 70–75° на востоке, а также более спокойное строение нижней части, сложенной кварцитами и известняками хобеинской свиты (аз. пад. 80° < 55, аз. пад. 70° < 40). Кроме того, приразломные части компетентных отложений характеризуются и опрокинутой дисгармоничной складчатостью с размахом крыльев складок от первых до десятков метров (среднее течение р. Пеленья).

Педынская антиклиналь (ПЕ), продолжающаяся к северу от Подчеремской структуры, имеет размеры 10 × 20 км и также осложнена субвулканическими телами кислого состава (истоки р. Няртсюю); северная часть ее обрезана рамкой планшета, а западная перекрыта тельпосскими кварцитопесчаниками нижнего палеозоя Тельпосской синклинали (Т). На востоке она ограничена молассоидами лаптопайской свиты, слагающими Хальмеринскую синклиналь (ХА), имеющую примерно те же размеры. Осевые части как первой, так и второй структур инъецированы большим количеством даек и малых интрузий основного состава (лаптопайские субвулканические образования), нарушивших брахиформную Няртсююскую палеовулканическую структуру (4) и, по-видимому, фиксирующих зоны постколлизийного раздвиг(?). Складчатость, как правило, изоклиналиная дисгармоничная, характерны кливаж и плойчатость.

В строении Няртсююской палеоструктуры принимают участие как породы нижней базальтовой толщи саблегорской свиты, так и нижележащие образования мороинской и хобеинской свит, которые определенным образом подчинены общей кальдерообразной кольцевой структуре, о чем свидетельствуют и поля ΔТ. Коренные выходы пород рассечены системами трещин (аз. пад. 80° под углом 75°; аз. пад. 280° под углом 20°; аз. пад. 5° под углом 75°; аз. пад. 310° под углом 50°; аз. пад. 145° под углом 50°; аз. пад. 190° под углом 65°). По системе трещин с аз. пад. 5° под углом 75° в обнажениях фиксируются плоскости срывов. С системой трещин с аз. пад. 190° под углом 65° связаны кварц-эпидот-хлоритовые жилы мощностью от первых сантиметров до 0,3 м. Важным элементом эродированной палеоструктуры является повсеместное присутствие дискордантных секущих даек лаптопайских субвулканических образований, фиксирующих мелкие зоны раздвиг с участием умереннощелочных долерит-пикритов и небольших интрузий трахириолитов, относимых авторами ранее к большепатовскому комплексу [8]. Эти тела зафиксированы в районе северной рамки планшета вблизи хр. Уу-Ты (выс. 875,1), сложенного отложениями тельпосской свиты (О₁). Вулканы данного комплекса слагают небольшие экструзивные и субвулканические тела, имеющие форму неггов, даек и небольших линейновытянутых интрузий куполообразной (в рельефе) формы размером 30–100 × 800–1500 м. С запада и востока палеоструктура деформирована отложениями нижнего палеозоя, при этом на востоке в северной части меридионального отрезка р. Щугор элементы кольцевой морфологии определенным образом влияли на характер контакта между тельпосскими и вы-

шележащими хыдейскими отложениями, подчиненными в определенной степени рельефу фундамента (левобережье р. Мороя). С запада структура перекрыта по взбросо-надвику осадками красноцветного комплекса тельпосской свиты, слагающего массив горы Тельпос-Из.

Верхневольинская антиклиналь (ВВ) – сложнопостроенная субмеридионально ундулирующая (сложноветвящаяся в плане) структура размером 8–27 км, ядро которой сложено сланцевыми отложениями пуйвинской свиты, а крылья представлены более грубыми терригенными породами хобеинской свиты.

Меридионально к югу ядро складки, погружаясь под саблегорские отложения (RF_3-V_1), сочленяется с Ойканьёрской антиклиналью (О), которая в районе южной части рамки листа (бассейн р. Яныманья) резко изменяет свое направление с северо-северо-восточного на субширотное. Размер структуры приблизительно 10×30 км. Отложения смяты в узкие линейные и брахиформные складки более высоких порядков с преимущественно западной вергентностью и падением крыльев на восток под углами $40-70^\circ$. При этом в замковых частях, особенно брахиформных складок, отмечается падение на север и юг под углами $30-50^\circ$. В сланцевых разрезах можно наблюдать опрокинутое на запад залегание мелкой изоклиальной складчатости с крутыми (до 80°) углами падения. В магнитном поле эти структуры особо не выделяются и характеризуются значениями ΔT 200–300 нТл.

Весьма интересна и впервые выявленная, в том числе на основе геофизических материалов, Талтминско-Вольинская синклираль (ТВ) «щелевидного» грабенового типа. Ядерная часть структуры сложена вулканогенными отложениями лаптопайской свиты, а крылья представлены саблегорскими вулканитами основного и кислого состава. Здесь же в виде мелких остаточных мульд присутствуют молассоиды венда–кембрия. Размер структуры $2-5 \times 35$ км и, вероятно (пока нет данных, кроме геофизики), она трассируется вдоль Верхнеталтминского разлома (12) до северной рамки листа (истоки р. Мал. Нансорья), что в целом составляет около 60 км. Следует заметить, что наложенный характер орогенно-коллизийных образований базальт-риолитовой (ORF_3-V_1) и трахириолит-базальтовой (OV_2-C) формаций образуют V-образную структуру, в которой наряду с системой штоков, радиальных и кольцевых магматитов (центров эрупции) кислого и основного состава широко представлены реликты покровно-потокowych эффузивно-вулканомиктовых образований, несогласно перекрывающих хобеинские и мороинские терригенно-сланцевые структуры. Элементы залегания крутые ($60-85^\circ$) с падением на запад и восток, фиксируя тем самым зоны эруптивной деятельности, наиболее крупная из которых носит название Западновольинской (1) палеовулканической структуры.

Тильтимьинская антиклиналь (ТИ) в основном аналогична вышеописанной Верхневольинской (ВВ). Это – линейновытянутая на 60 км при ширине 5–6 км структура, которая на широте р. Хомес сопрягается с Ойканьёрской антиклиналью (О), а в районе р. Волья ундулирует своей западной ветвью Верхневольинскую антиклиналь (ВВ). На западе она граничит с восточным сегментом Талтминско-Вольинской синклинали (ТВ), а на востоке – по тектоническим нарушениям с Яныманьинско-Турупьинским пакетом пластин (ЯТ). Ее характер и морфология во многом определяются составом и тектонической нарушенностью. Как правило, здесь широко развиты опрокинутые на запад изоклиальные складки с размером крыльев от сотен метров до десятка километров и крутыми ($60-80^\circ$) углами падения, фиксируются и залегания крыльев с обратными западными азимутами падения $240-280^\circ$. Повсеместно отмечается мелкая изоклиальная складчатость. Западное крыло Тильтимьинской антиклинали (ТИ) осложнено Западновольинской (1) палеовулканической структурой, имеющей размеры 7×14 км. Она приурочена к узлу пересечения северо-западных (4) и субмеридионального (12) нарушений. Палеоструктура закартирована по наличию эруптивных брекчий и реликтов субвулканических (и, вероятно, жерловых) фаций лаптопайского комплекса, обрамленных молассоидами одноименной свиты, подчеркивающими ее изометричность в плане. Кроме того, на юге в полосе влияния Верхнеталтминского дизъюнктива (12) более чем на 20 км прослежен и закартирован ряд мелких палеоцентров трещинного и центрального типа, сложенных трахидолеритами и трахириолитами лаптопайского субвулканического комплекса с установленным антидромным типом извержения.

Яныманьинско-Турупьинский (ЯТ) пакет пластин – весьма сложно построенная структура размером $10,0 \times 6,5$ км, насыщенная дизъюнктивной тектоникой субмеридионального направления и содержащая фрагменты среднерифейских, рифейско-вендских, вендско-кембрийских и нижнепалеозойских дизъюнктивов. При этом как на юге, так и на севере (междуречье Мал. Туях-

ланья–Бол. Турупья) установлены в разной степени эродированные палеовулканические структуры.

На юге закартировано Яныманьинское вулcano-плутоническое сооружение (3), которое расположено в междуречье Яныманья–Хомес, а точнее – Яныманья–Маньманья, и имеет размеры 5×13 км. Оно ориентировано в субмеридиональном направлении, контролируясь региональными дизъюнктивами Собско (Салатимско)-Нундерминской шовной зоны того же простиранья. В тектоническом отношении данная вулcano-плутоническая структура нарушена и состоит из двух палеоцентров. Северный (истоки реки Маньманья) представлен габброидами с отчетливым кольцевым строением и системой радиальных нарушений. При этом они слагают несколько линзообразных сегментов (тел), интенсивно гнейсифицированных и разбитых зонами расщепления. Южный палеоцентр ($2,5 \times 5,0$ км), включающий собственно Яныманьинский массив (7), сложен широкой гаммой пород от гранитов и плагиогранитов до габбро, также интенсивно катаклазированных. Меридионально к северу в связи с некоторым уменьшением эрозионного среза в отдельных пластинах картируются диорит-гранодиоритовые массивы Понтсаитский (3) и Туяхланьинский (1). При этом северный сегмент (пластина) несет следы широкого развития вулканических образований базальт-риолитовой формации с интенсивной метаморфо-метасоматической проработкой.

Аллохтонные образования палеозоя проявлены в Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоне (I_1), Присалатимском аллохтоне (I_2) и Западно-Тагильском моноклинии (III_1). Отдельные фрагменты первой структуры установлены на крайнем северо-западе – Патокская синформа (П), Тельпосская синклиналь (Т) – и в центральной осевой части – Верхнешугорская грабен-синклиналь (В), Сумьинская синклиналь (С), где они слагают значительные часто изолированные структуры.

Патокская синформа (П) на территории листа Р-40-VI представлена лишь восточным крылом (около 5 %), сложенным ордовикско-силурийскими осадками, и ограниченным с запада Осевым надвигом (1). В магнитном поле она проявлена положительными значениями ΔT 50–250 нТл. Тельпосская синклиналь (Т) через надвиг с востока приключена к синформе, формируя в плане сложнопостроенную усеченную брахиформную структуру, осложненную тектоническими нарушениями широтного и северо-восточного направлений. Ядро ее состоит из отложений хыдейской свиты, слагающих своеобразный тектонический клин среди кварцитопесчаников нижнего ордовика, прослеживающийся в северо-восточном направлении на 4 км. Элементы залегания в большинстве случаев характеризуются крутыми ($60\text{--}70^\circ$) углами падения, а перед Осевым надвигом (1) отмечены и опрокинутые на запад элементы. К востоку от Тельпосской структуры (Т) закартирована целая серия (группа) небольших ($0,5\text{--}5,0$ км) линейно вытянутых в субмеридиональном направлении синклиналей, сложенных груботерригенными осадками тельпосской свиты (O_1tl). Ядро складки выполнено отложениями терригенной ($ШO_1$), а крылья – карбонатно-терригенной ($ШO_2$) формаций.

В осевой части листа картируется Верхнешугорская (В) грабен-синклиналь, представленная карбонатно-терригенными отложениями ордовика–силура. В плане это – узкая линейно вытянутая (5×75 км) отрицательная сложнопостроенная складка в аллохтонном залегании, ограниченная с запада и востока Западношугорским (11) и Восточношугорским (5) разломами соответственно. Внутреннее ее строение весьма сложное и представляет собой систему узколинейных серпообразных ундулирующих складок и дизъюнктивов (система дизъюнктив–пликатив), ядра которых представлены углеродистыми, карбонатными осадками ордовика–силура, а отдельные, часто сорванные участки крыльев – терригенными и карбонатными тектонизированными осадками нижнего–среднего ордовика. В обнажениях отмечаются признаки интенсивных тектонических нарушений – таких, как складчатость и трещиноватость пород. Характерна изоклиальная опрокинутая на запад мелкая складчатость с аз. пад. нормального крыла 110° под углом 50° . Размахи крыльев незначительны (иногда до 500 м), углы падения – $60\text{--}75^\circ$. Известняки разбиты на блоки по системе трещин с аз. пад. 270° под углом 85° , вдоль которых отмечается смещение пород. Эта же система трещиноватости пород вмещает будинированные кварцевые и кварц-карбонатные жилы мощностью до 0,3 м. Отмечаются и согласные сланцеватости жилы мощностью от первых сантиметров до 0,5 м. Более сложное строение имеет примыкающая с востока Пришугорская пластина (ПШ), сложенная узколинейно вытянутыми синклиналями, выполненными грубозернистыми осадками тремадока с пластинами доуралид. Вся система смята в довольно крутые изоклиальные складки с незначительным (до 500 м) размахом крыльев и углами падения на восток порядка $65\text{--}75^\circ$. При этом к северу от широты

р. Озёрная (левый приток р. Щугор) картируется серия узколинейновытянутых ($0,5 \times 4,0-1 \times 8$ км) синклиналей, наиболее крупной (2×11 км) из которых является Сумьинская синклиналь (С). В физических полях структуры практически не выражены (ΔT минус 100–300 нТл), гамма-поле очень низкое (0,7–3,5 мкР/ч).

Присалатимский аллохтон (I_2) – сложнопостроенная структура, включающая Пернаизский покров (ПН), Турупыинско-Маньинский (ТМ) пакет пластин и Керсаньинскую пластину (К). Первые две структуры, выполненные отложениями нерасчлененных саранхапнерской и хомасьинской свит верхнего кембрия–среднего ордовика, по системе субширотных (Прищугорский (2) и северо-западных (Фронтальный (3) нарушений резко меняют размеры выходов на дневную поверхность с 20 км в районе северной рамки листа до узких ($0,5-1,0 \times 3-10$ км) клиньев в системе Ятыинско-Ойканьёрского шва. Керсаньинская пластина (К) по Присалатимскому разлому (7) на востоке срезается Главным Уральским надвигом (8) и в виде довольно узкой полосы прослеживается субмеридионально на 70 км вблизи восточной рамки листа Р-40-VI. При этом, если ее ширина на юге составляет порядка 0,5 км (широта р. Яныманья), то на севере она расширяется до 8 км (широта р. Понтсайтя). Аллохтон сложен отложениями лемвинского типа (терригенная, базальт-терригенная и терригенно-углеродистая формации – саранхапнерская, хомасьинская, польинская свиты позднего кембрия–ордовика), которые в виде отдельных чешуй картируются по скальным выходам рек Яныманья, Волья, Хомес и Бол. Турупья. При общем восточном падении сместителей ($60-70^\circ$) отдельных пластин нередко отмечается западное падение крыльев мелкой внутренней (возможно, приразломной) складчатости (аз. пад. $220-240^\circ$). Общее моноклиальное с падением на восток строение аллохтона обманчиво и во многом определяется характером поведения Главного Уральского надвига и дайковым, с покровными фациями базальтоидов хомасьинским субвулканическим (за границей листа) и орангьюганско-лемвинским гипабиссальным комплексами. Последний, по-видимому, фиксирует зону локального раздвиг в среднем–позднем ордовике. Магнитное поле неоднородное высокоградиентное 100–500 нТл.

Тагильская складчато-надвиговая мегазона (III), реализованная в Тагило-Магнитогорском мегасинклинории, является одной из важнейших мегаструктур в строении Уральской складчатой системы и представлена на площади листа Западно-Тагильским моноклинорием с корой островодужного типа. Сочленение этой структуры с образованиями континентальной коры (Маньхамбовский антиклинорий (II_1) представляет собой серию тектонических пластин, сгуженных в зоне Главного Уральского надвига (ГУН). Он протягивается узкой прерывистой полосой шириной до 1,5 км, маркируясь образованиями войкаро-кемпирсайского полимиктового меланжевого комплекса, являющегося вещественным выражением надвига. Разновозрастный состав блоков, входящих в меланжевый комплекс, обоснован находками фаунистических остатков в пределах листа Р-40-XXX на Среднем Урале.

Западно-Тагильский моноклинорий (блок) (III_1) занимает крайнюю восточную часть листа Р-40-VI, слагая западную часть Тагильской мегазоны, которая через систему полимиктового меланжа Главного Уральского разлома субмеридионального направления контактирует с Присалатимским аллохтоном. С востока он граничит по Агринскому разлому с Восточно-Тагильским мегаблоком (за границей листа), а на крайнем юго-востоке перекрыт юрскими континентальными отложениями Вольинской впадины (IV_1). Эта структура подверглась значительным деструктивным преобразованиям в результате коллизионных процессов конца палеозоя, вследствие чего ее размеры резко сокращены – максимум до 10 км по ширине. Строение Западно-Тагильского блока представляет собой серию достаточно узких пластин как восточного, так и западного падения, в которых при приближении к зоне ГУН резко возрастает мелкая изоклиальная приразломная складчатость с «зеркалами скольжения», будиначем и развитием кварцевых жил. Разрезы вулканогенных толщ и мощность магматических комплексов редуцированы и фрагментированы дизъюнктивной тектоникой. Здесь проявлена формация натриевых базальтов–риолитов, причем только своей нижней базальтовой частью, примитивной островной дуги. Строение Западно-Тагильского моноклинория (блока) осложнено внедрением магматических масс Офиолитового (Ларкенсавытский (4) массив) и Платиноносного (Харасюрский (2) и Вольинский (5) массивы) поясов, представляющих собой фрагменты крупных полиформационных пластин, которые в виде отдельных изолированных сегментов прослежены вдоль всей восточной рамки листа. Магнитное поле неоднородное – от 200 до 1500 нТл.

Крайняя юго-восточная оконечность листа перекрыта мезозойскими отложениями, представляющими собой структуру неоавтохтона, известную под названием Саранпаульской сед-

ловины. Западная часть последней под наименованием Вольинской впадины (IV₁) обнажается на изучаемой территории. Контакт с отложениями палеозойского структурного этажа трассируется горизонтом грубозернистых осадков основания континентальной угленосной терригенной формации (BJ₁₋₂) яны-маньинской свиты. В целом структура мезозойского этажа представляет собой моноклинально залегающий покров с общим падением на восток под углами 10–15°. Магнитное поле над отложениями спокойное и составляет порядка –100 нТл.

Дизъюнктивные структуры

В пределах листа Р-40-VI широко распространены тектонические нарушения, которые уверенно можно разделить на разломы I и II порядков. К первым относятся дизъюнктивы регионального значения, разделяющие главнейшие структурные элементы в ранге структурно-формационных мегазон и зон. Это – Главный Уральский (8), Осевой (1) и с определенной долей условности Присалатимский (7) надвиги.

Главный Уральский надвиг (8) – сложнопостроенная долгоживущая тектоническая структура субмеридионального направления с неоднократно возобновлявшейся динамической активностью на разных этапах развития региона и нередко изменявшая характер кинематики. Эта зона, разделяющая структуры палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала, практически повсеместно маркируется тектоническим меланжем (войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов) с цепочкой тектонических пластин и серпентинизированных ультрабазитов салатимского комплекса дунит-гарцбургитовой формации (Ларкенсавытский массив (4)). Разлом повсеместно представляет собой систему субпараллельных швов субмеридионального простирания мощностью от первых метров до 2,5 км, которые проявлены в породах, выполняющих его зону, рядом элементов, закартированных по рекам Маньманья, Хомес, Волья. Это – прежде всего интенсивная дислоцированность переслаивающихся кварц-хлорит-серицитовых и углеродистых сланцев в сопровождении будинированных кварцевых жил. Кроме того, в Западно-Тагильской СФЗ картируются тела интенсивно серпентинизированных гарцбургитов и габброидов; последние, расположенные в пределах зоны влияния надвига, интенсивно дислоцированы, выходы их осложнены кливажем с плоскостями срыва, выполненными тальк-хлоритовыми породами, в которых наиболее четко проявлены северо-восточные направления падения (аз. пад. 40–50° под углом 40–60°, аз. пад. 170° под углом 50°).

Войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов (mD₃-Pvk) широко распространен в зоне надвига и прослеживается от Полярного до Южного Урала. По результатам проведенного ГДП-200 [67] на исследованной территории в зоне ГУН (8) был зафиксирован полимиктовый меланжевый комплекс, расположенный в самой восточной ее части и в виде прерывистой полосы переменной мощности протягивающийся с северо-востока на юг как к западу, так и к востоку от ультраосновных пород салатимского комплекса. Мощность зоны меланжа составляет 1–3 км.

Комплекс представлен частым чередованием в плане и разрезе тектонических линз и пластин углеродисто-серицит-кварцевых, углеродисто-серицит-хлоритовых, углеродисто-кварцевых, углеродисто-карбонатных, серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцев, апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, метаморфизованных долеритов и габбро, часто в различной степени родингитизированных. Размеры тел самые различные – от десятков сантиметров до сотен метров.

Наиболее распространен меланжевый комплекс с черносланцевым матриксом и тектоническими включениями серпентинитов и родингитов, но иногда встречаются и обратные соотношения. Метаморфизованные осадочные породы, которые слагают пластины и блоки в составе меланжа, имеют разброс возрастов от среднего ордовика до позднего девона. Возраст был определен севернее площади листа по разнообразным фаунистическим остаткам в различных метаморфических породах.

По генетической интерпретации войкарско-кемпирсайского комплекса можно предполагать, что он представляет собой фрагмент аккреционной призмы ордовикско-девонской палеозоны субдукции, дополнительно тектонически фрагментированный в коллизионный этап. Такая интерпретация согласуется с широким распространением в пределах меланжевого комплекса на Северном Урале минералов-индикаторов высокобарического низкотемпературного метаморфизма (глаукофан-кросситового амфибола, жадеита, лавсонита, стильпномелана), характерных для палеозон субдукции.

В современной структуре ГУН имеет взбросово-надвиговую кинематику с восточным падением сместителя, на которую указывает западновергентная асимметрия складчатости перед его фронтом и характер геофизических полей. В гравитационном поле он фиксируется региональной гравитационной ступенью, а в магнитном ему соответствует отчетливо проявленная граница областей преобладающих положительных и отрицательных значений, сопровождающаяся серией локальных положительных аномалий (ΔT от минус 50 до +100 нТл). Амплитуда смещения, по данным Г. И. Дашкевич [7], оценивается в 2–3 км, а по материалам О. А. Кондияйна [80] – более 40–70 км.

Осевой надвиг (1) (Ляпинско-Кожимъизский по Г. И. Дашкевич [7], является западной границей Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны и Центрально-Уральской антиклинорной системы (ЦУП); по нему рифейско-нижнекембрийские образования надвинуты на отложения ордовика. Сам тектонический контакт проходит по надвигу в долине р. Щугор, фиксируясь более мелкими тектоническими элементами оперяющего плана в скальных береговых обрывах. Это – как трещины отрыва и скола, так и более мощные (до 0,5 м) зоны будинажа и дислоцированности терригенно-карбонатных отложений палеозоя. Простирание основного шва – 40–50° при ориентированных углах падения 50–70° на юго-восток. При этом происходит виргация (расщепление) Осевого надвига. Тектоническое нарушение имеет выдержанное восточное падение под углами 35–60° и сопровождается зонами милонитизации и брекчирования. Его амплитуда перемещения составляет, по разным оценкам, порядка 1000 м, а по некоторым данным – до 25 км. В геофизике нарушение отчетливо выражено градиентной ступенью ΔT от минус 50 до +50 нТл.

Присалатимский надвиг (7) – крупное региональное тектоническое нарушение с длительной историей развития, сопряженное с Главным Уральским надвигом. Его сместитель фиксирует границу фронтальной части Присалатимского аллохтона (I_2). За границей листа, по данным сейсмопрофилей МОВ, он характеризуется как система отражающих площадок с углами 50–70° восточного падения, выполаживающихся с глубиной, а в магнитном поле выражен не отчетливо. Авторами надвиг изучен в нескольких местах – в нижнем течении рек Волья, Талтма, Хомес.

В первом случае (реки Волья и Талтма) разлом проявлен серией субпараллельных тектонических нарушений северо-восточного простирания (угол падения 50–55°) при генерализованном субмеридиональном направлении и представлен зонами расланцевания, милонитизации и катаклаза мощностью 10–20 см. Суммарная мощность зоны надвига – около 20 м.

Во втором случае (р. Хомес) также фиксируются зоны расланцевания (аз. пад. 110° под углом 45°) в сочетании с интенсивной изоклинальной складчатостью. Азимуты падения крыльев составляют 130 и 290° при углах падения 60 и 85°, соответственно. В тектонической зоне отмечены клинья углеродистых сланцев, вмещающих разбуренированные кварцевые жилы мощностью до 0,8 м. На крайнем севере листа в истоках рек Бол. Турупья и Мал. Нансорья Присалатимский надвиг круто изменяет направление с меридионального на субширотное и по системе широтных нарушений (Прищугорский (2) разлом) и отдельных сместителей (Фронтальный (3) разлом) картируется далее в бассейне руч. Перевальный; следует заметить, что в данном районе к нему причленяется Ятыинско-Ойканьёрский разлом (13). В целом Присалатимский разлом продолжает к югу Собско (Салатимско)-Нундерминскую зону [65].

Хунтынньинский разлом (15) – тектоническое нарушение II порядка, сопряженное с Главным Уральским надвигом. Это – собственно одна из его ветвей, ограничивающая зону меланжа с востока и выделяющаяся зоной дробления, катаклаза, интенсивного смятия пород, а местами – проявлением метасоматоза (альбитизации, серицитизации, окварцевания, пропилитизации) с густой сетью кварцевых прожилков. В гравитационном поле разлом фиксируется узкой полосой отрицательных аномалий. В рельефе он прослеживается вдоль урезов рек. Предполагается сдвиго-взбросовая кинематика.

Ятыинско-Ойканьёрский разлом (13) представляет собой систему субмеридионально ориентированных швов с элементами виргации. Он прослежен на 70 км и доизучен авторами в разрезах по рекам Яныманья, Хомес, Талтма и притокам р. Мал. Туяхланья, где почти повсеместно трассируется в отдельных элементах высокоградиентными зонами ΔT 100–300 нТл, интрузивным магматизмом (включая дайки пикритов сивьягинского комплекса), а также клиппенами пуйвинской (RF_2) и хомасьинской (O_{1-2}) свит. В геоморфологическом отношении это, как правило, тальвеги речных долин. Мощности тектонических структур сопоставляются с выполняющими их магматитами и составляют не более 0,5 км; это – субвертикальные сбросо-

раздвиги, выполненные малыми интрузиями, параллельными дайками и штоками долеритов карбона–перми (за границей листа) с зонами брекчирования, катаклаза и милонитизации. В Яныманьинской интрузии (7) пестрого состава вблизи оперяющих структур этих нарушений отмечены значительные ($1,5 \times 8,0$ км) поля зон расщепления. Последние явления наряду с зонами катаклаза и милонитизации наиболее характерны для конкретных тектонических швов. При этом они сопровождаются такими элементами, как зеркала скольжения (аз. пад. $70\text{--}110^\circ$, под углами $60\text{--}30^\circ$), зоны будинажа и обильные проявления стильномеланизации вмещающих толщ.

Западнощугорский (11) и *Восточнощугорский* (5) разломы – субмеридиональные структуры взбросо-надвиговой кинематики II порядка, протягивающиеся с севера на юг более чем на 70 км; они субпараллельны системе Главного Уральского надвига и в какой-то мере подчинены структуре Маньхамбовского выступа (за границей листа). Оба расщеплены на несколько оперяющих дизъюнктивов подобной кинематики и частично контролируют размещение нижнепалеозойских отложений елецкого типа. Разломы представлены зонами расщепления и милонитизации, иногда брекчирования. Углы падения на севере достаточно крутые – до $70\text{--}80^\circ$, а на юге – до $40\text{--}55^\circ$. Амплитуды смещения предшественниками оцениваются: для первого – в 1000 м, а для второго – в 1900 м [7]. В геофизических полях отражены слабо, с градиентом ΔT 200–400 нТл.

Парьяурский (9), *Североманьхамбовский* (10) и *Няйско-Щугорский* (16) разломы Маньхамбовско-Кулемшорской зоны – тектонические элементы более крупного Народо-Юбрышкинского разлома [65, 66], представляющие собой дизъюнктивную зону шириной до 1 км (местами более 3 км) и протяженностью более 100 км. Последняя состоит из клиньев (дизплектов) разновозрастных (рифей–палеозой) породных комплексов и свит (хобеинской, мороинской, саблегорской, лаптопайской, тельпосской и др.), нередко сохранивших внутреннюю стратифицированность в пределах отдельных породных будин, пластин и клиньев либо залеченных субвулканическими и жерловыми фациями. Эти соотношения зафиксированы авторами в районе истоков р. Подчерем и в верховьях р. Понья, где в тектонической зоне (аз. пад. 70° под углом 40° , аз. пад. 40° под углом 45°) зафиксированы известняковые будины размером $1,5 \times 2,0$ м.

По-видимому, данные клинья породных ассоциаций выступают своеобразными олистолитами меланжированных систем при отсутствии серпентинитового матрикса, который замещается углеродсодержащими образованиями.

Для шовной зоны в зависимости от субстрата, по которому она развивается (граниты, сланцы), характерны различные морфоструктурно-кинематические особенности, которые отвечают зонам повышенной трещиноватости со сбросо-сдвиговой и надвиговой составляющими, либо обширные зоны смятия, катаклаза и будинажа с проявлением «псевдоконгломератов» и S-образного кливажа. Как правило, они сопровождаются процессами милонитизации, реабилитации и метаморфо-метасоматической калишпатизации. Эта зона, вероятно, наследует неоднородность рифейского, а возможно и более древнего фундамента, залечиваясь сшивающими магматическими комплексами основного и кислого составов [8]. Нередко она испытывает элементы виргации при переходе к блокам иной компетенции либо при сопряжении с разломами активизационного типа. Углы падения зоны в целом и отдельных ее структур составляют от $40\text{--}45$ до $70\text{--}85^\circ$ при восточных и западных азимутах падения сместителей. В магнитном поле данная структура отчетливо фиксируется градиентными зонами и непрерывной цепью аномалий ΔT от -300 до -100 нТл.

Верхнеталтминский разлом (12) северо-северо-восточного направления представляет собой группу сближенных субмеридиональных тектонических швов сбросо-сдвиговой кинематики с элементами расщепления, формирующих систему по типу щелевого раздвига. Тектонические элементы залечены и трассируются трахириолит-щелочнодолеритовыми субвулканическими магматитами лаптопайской свиты. Магматиты очень хорошо прослежены положительными значениями ΔT (300–1500 нТл) и аэроаномалиями ториевой природы. Отдельные тектонические элементы представлены зонами расщепления и катаклаза с крутыми углами падения ($75\text{--}85^\circ$) как на восток, так и на запад. Протяженность Верхнеталтминского нарушения составляет порядка 75 км. Его геоморфологическая приуроченность определяется связью конкретных элементов с тальвегами ручьев; нарушение хорошо трассируется по отдельным вершинам, сложным жерловыми и субвулканическими фациями базальтоидов.

Тухланынский (6), *Тильтильминский* (4), *Хомесский* (14) и *Попьельский* (18) разломы относятся к группе основных нарушений северо-западного направления. Они характеризуются

взбросо-сдвиговой кинематикой и, как правило, представляют собой небольшие по мощности (до первых метров) зоны рассланцевания с глиной трения, иногда с неярко выраженной милонитизацией. Для них также характерны элементы виргации, расщепления и связь с гидросетью. Практически все основные реки района наследуют северо-западные элементы тектоники. Геофизически северо-западные нарушения фиксируются по смене характера полей, а на спектрально-зональных космоснимках – по резкому изменению цветовой гаммы; таковы Хомесский (14), Тильтильминский (4) и в какой-то степени Туяхланьинский (6) разломы.

Разрывные нарушения субширотного простирания представлены на листе Р-40-VI Пришугорским (2) и Поньизским (17) разломами. Они являются одними из наиболее молодых дизъюнктивов. По мнению Г. И. Дашкевич [7], амплитуда их невелика, а падение крутое на северо-северо-восток и юго-юго-восток. Они в основном представлены зонами повышенной трещиноватости с зеркалами скольжения, проявлениями милонитов и катаклазитов. Широко развита трещинная тектоника – как связанная со складчатостью, так и реализованная на послескладчатом этапе.

Как хорошо известно, разрывные нарушения играют большую роль в формировании структурно-тектонической зональности. По результатам геологосъемочных работ прошлых лет, включая и наши наблюдения [67], на площади листа выделены допалеозойские, палеозойские и мезозойские разломы различной кинематики и ориентировки. Амплитуды этих нарушений, по оценке разных авторов, различны – от первых сотен метров до десятка километров. Большинство разломов подтверждено результатами геологических, геофизических, геоморфологических исследований и дешифрированием аэрокосмоснимков.

Допалеозойские (байкальские) нарушения по геолого-геофизическим данным характеризуются северо-западной ориентировкой [4, 8]. При этом разломы и тектонические зоны данного направления широко представлены и разделяют блоки допалеозойского фундамента (за границей листа) наряду с их оперяющими структурами – разломами субмеридионального направления (в современных координатах). К ним можно отнести Попъельский (18), Туяхланьинский (6), отчасти Североманьхамбовский (10), Верхнеталтминский (12) разломы. Более поздние тектонические процессы, включая позднепалеозойскую и позднепалеозойско-мезозойскую активизации, коренным образом преобразовали структуру региона. Тем не менее структура байкалид послужила основой современного тектонического рисунка территории.

Большинство разрывных нарушений имеет палеозойский возраст. В первую очередь это – системы разноориентированных западновергентных надвигов, контролирующих структурно-тектоническую зональность, сформированную на коллизионном этапе развития площади листа. В основном они тяготеют к протяженной субмеридиональной зоне сочленения палеоконтинентальных и океанически-островодужных комплексов. Это – разломы Ятыинско-Ойканьёрский (13), Присалатимский (7), Главный Уральский (8), Хунтынньинский (15), Восточношугорский (5), Западношугорский (11), Парьяурский (9) и др.

На мезозойском этапе наиболее активизированы северо-западные древние структурные направления (Североманьхамбовский (10), Няйско-Шугорский (16) разломы). Не исключено, что крупнейшие тектонические зоны – такие, как Маньхамбовско-Кулемшорская, Собско-Нундерминская (последняя реализована в Присалатимском (7) шве и Главном Уральском (8) надвиге) – также были вовлечены в данный процесс.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Данный раздел посвящен палеогеодинамическим следствиям, вытекающим из анализа геологических формаций, слагающих главнейшие структурные ансамбли территории листа Р-40-VI. В его геологическом строении, как показано в главе «Тектоника», принимают участие PR–KZ структурно-вещественные комплексы (СВК) палеоконтинентального, палеоокеанического и плитного (крайний восток) секторов. Первый представлен PR–Є₁ конструктивно-деструктивными и внутриплитными комплексами доуралид Маньхамбовского антиклинория и рифтогенно-шельфово-склоновыми формациями палеозоя Западно-Уральской мегазоны. Второй известен в литературе под названием Тагильского синклинория и включает в себя СВК меланократового основания и островодужно-коллизийные комплексы раннего–среднего палеозоя. Последний зафиксирован типичными платформенными и прибрежно-морскими осадками чехла Западно-Сибирской плиты.

В геологической истории рассматриваемого региона выделяются следующие главнейшие этапы его развития – рифейско-раннекембрийский, позднекембрийско-пермский (триасовый) и мезозойско-кайнозойский.

Рифейско-раннекембрийский этап

Отложения, слагающие рифейско-нижнекембрийский этаж, существенно различаются между собой петрофондом, объемом и соотношением осадочных и магматических пород. Они, как правило, метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой (амфиболитовой) и зеленосланцевой (эпидот-хлоритовая, биотит-актинолитовая субфация) фаций. От нижележащих нижепротерозойских образований их отделяет крупный перерыв в осадконакоплении, фиксируемый иногда горизонтами конгломератов и гравелитов (р. Филлип-Ель и др. – за границей листа), содержащими гальку подстилающих пород. Однако чаще соотношения тектонические, обусловленные многоэтапными дислокациями как рифея, так и фанерозоя.

Рифейско-раннекембрийская (тиманская, байкальская) эпоха характеризуется проявлением интенсивного интрузивного магматизма и осадконакопления в резко различных геодинамических обстановках (в рамках цикла Уилсона). По характеру проявления она отчетливо делится на две стадии: ранне-среднерифейскую субплатформенную и позднерифейско-раннекембрийскую коллизийную (орогенную).

Допозднерифейская стадия в развитии региона связана с накоплением мелководных лагунно-континентальных и флишoidных отложений (углеродисто-терригенная BR_{F2}) внутриконтинентального типа. Редкая вулканическая деятельность этого периода (эффузивные накопления составляют максимум 5–10 % разреза) носила черты относительно спокойных трещинных излияний.

Позднерифейско-раннекембрийская стадия. Для хобейнского времени характерно накопление как тонких осадков морского мелководья, так и грубозернистых отложений литорально-неритовой зоны. Источник терригенного материала, по-видимому, располагался где-то на северо-западе. В этом направлении олигомиктовые кварциты терригенной формации (BR_{F3}) частично замещаются аркозами. Эффузивная деятельность этого периода практически отсутствует.

В начале мороинского (RF₃) периода начался новый цикл седиментации и магматизма. Он протекал на фоне сводовых поднятий и грабенообразования, сопровождаясь интенсивным расколом и растяжением земной коры. Формированию новых раздвигов, в какой-то мере подновивших авлакогены, предшествует образование локальных прогибов, в которых происходит

накопление даже суббатиальных осадков типа углеродсодержащих алевролитов, с вовлечением в прогибание прилегающих поднятий. В зонах раздвигов северо-западного и субмеридионального направлений проявился мощный магматизм базальт-долеритовой формации (KPRF₃) и габбро-диорит-гранитовый (сысьинский комплекс), прослеженный в современной структуре от верховьев р. Яныманья на юге до рек Туяхланья и Турупья на севере. По мере расширения рифтовой зоны с запада на восток происходит утонение континентальной коры, углубление бассейнов седиментации и смена умереннощелочного магматизма толеитовым. Синхронно с развитием вулканизма протекали процессы зеленокаменного перерождения пород и поствулканической гидротермальной деятельности, приведшие к формированию проявлений золото-сульфидно-кварцевой и редкометалльно-полиметалльной формаций. Современные границы распространения вулканитов эрозионные, т. е. в момент образования область их распространения захватывала, по-видимому, и современные антиклинорные структуры, о чем свидетельствует отсутствие направленного увеличения содержания терригенных пород в сторону антиклинорных структур. Ослабление, а местами прекращение эффузивной деятельности сменилось накоплением существенно осадочной толщи, содержащей песчаники, алевролиты, аргиллиты.

В позднем рифее нарастающее растяжение с активным рассеянным спредингом, сформировавшим Палеоазиатский океан на севере, обусловило утонение континентальной коры на Приполярном Урале (в современных координатах). В позднем рифее–венде и раннем кембрии в пределах Маньхамбовского блока с элементами рифтогенеза проявился габбро-монцитонитовый (манагагско-сивьягинский комплекс) и коллизионный, преимущественно базальт-риолитовый (саблегорский комплекс), трахибазальт-риолитовый (лаптопайский) и гранит-лейкогранитовый (сальнеро-маньхамбовский комплекс) магматизм, сопровождавшийся молассоидами (лаптопайская свита), образуя коллизионный ороген, довершивший становление поперечной латеральной зональности Урала. Последний реализован в виде сложнопостроенного окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса урало-тиманид северо-западного и субмеридионального простирания (в современных координатах), сформировавшегося параллельно краю Восточно-Европейской платформы [9]. В это же время происходило дальнейшее развитие процессов плутонометаморфизма сиалического профиля в антиклинорных структурах, отвечающего уровням амфиболитовой фации в ядрах «Протоманьхамбовского» гнейсово-мигматитового ядра и зеленосланцевой – в породах его сланцевого обрамления. С этими процессами связывается становление на фронте магматического замещения и гранитизации гранитоидных массивов S-типа среди рифейских отложений Ляпинской мегазоны. К этому периоду относятся и интенсивные процессы гидротермально-метасоматических преобразований березит-грейзеново-альбититовой ассоциации, сопровождающих W-Mo и редкоземельно-редкометалльное с ураном оруденения. Все основание Печорской низменности и выходы доуралид Приполярного Урала представляют собой коллизионные комплексы, причлененные в позднем докембрии к Восточно-Европейскому континенту. В среднем кембрии на большей части территории была сформирована платформа, и в наступивших условиях пенеплена формировались площадная и линейная коры выветривания (за границей листа – район руч. Алыкесвож и др.).

Позднекембрийско-пермский (триасовый) этап

Палеозойская эпоха также характеризуется широким спектром продуктов осадконакопления и магматизма, формируя при этом уже устойчивую меридиональную (уральскую) зональность. Западный палеоконтинентальный сектор представлен в основном рифтовым, активизационным и коллизионным щелочно-салически-мафическим магматизмом с преобладанием на ранних стадиях линейновытянутых субинтрузий долерит-пикритовой (сивьягинский комплекс), толеит-базальтовой (хомасьинская свита за границей листа) и габбро-долеритовой (орангьюганско-лемвинский комплекс) формаций. Осадочные отложения нижнего палеозоя представлены литорально-неритовыми груботерригенными (терригенная формация) и отчасти карбонатными (карбонатно-терригенная и известняково-доломитовая формации) осадками Елецкой фациальной зоны, сменяемой к востоку более глубоководными сланцево-карбонатными комплексами (терригенно-углеродистая формация Лемвинской фациальной зоны), отвечающими склоновым фациям. На востоке происходило заложение Уральского палеоокеана, которое явилось результатом интенсивного растяжения континентальной коры, ее утонения, разрыва в палеоконтинентальном секторе, разрыва и раздвига в аккреционном палеоокеаниче-

ском секторе. В связи с зарождавшимся растяжением возникла система линейных дизъюнктивов и мощных зон трещиноватости субмеридионального, северо-восточного и отчасти северо-западного (в современных координатах) направлений. Наиболее крупные разломы разделяли блоки, явившиеся впоследствии главнейшими элементами структур грабенового типа. Зарождавшиеся «тройные точки» функционировали изначально по типу «горячих точек», являясь подводящими зонами щелочно-ультрабазитового (кимберлитового) магматизма (за границей листа). Импульс тектонической активности и начавшееся в позднем кембрии растяжение привели к расколу фундамента и внедрению по дискордантным к доуралидам северо-восточным структурам кимберлитовой (хартесский комплекс) и щелочно-долерит-пикритовой (сивьягинский комплекс) формаций. Следы этой деятельности отчетливо фиксируются на севере региона (за границей листа). При этом базальтовый магматизм был, по-видимому, характерен для всей области диасхизиса, на что указывают сохранившиеся щелочно-базальтоидные комплексы в Елецкой зоне. Эффузивный магматизм, судя по ассоциирующим с ним осадкам и ряду петрографических признаков, был субконтинентальным с широким развитием линейных интрузивно-экструзивных зон (район выс. 875,1) и отдельных куполов (левый борт р. Яныманья) с низким коэффициентом эксплозивной деятельности. Параллельно с вулканизмом в пределах сформировавшихся грабенов шло накопление грубоотриггенной молассы, латерально к востоку замещавшейся морскими относительно глубоководными осадками с субмаринным магматизмом и проявлением формации пропилитов, березитов с убогим колчеданно-полиметаллическим и, возможно, золотым оруденением. Магматизм и осадконакопление сопровождались зеленосланцевым и дислокационным метаморфизмом. Таким образом, раннепалеозойская эволюция тектоно-магматических процессов в мантии обусловила перерастание континентального рифта в океанический, приведя к расколу окраины Восточно-Европейского континента и раскрытию Уральского палеоокеана. Начиная с позднего силура растяжение сменяется сжатием, что обусловило широкое развитие надвиговых структур и проявление дислокационного метаморфизма. Складкообразование этого периода выразилось в деформациях как палеозойских, так и докембрийских отложений с образованием складок субмеридионального и северо-восточного простираний, а также спровоцировало подновление крупнейших шовных систем. Пассивная континентальная окраина, сформированная к концу ордовика, в карбонеперми испытала активизацию, проявившуюся формированием мафических пород монцогаббро-монцонитовой (КРС₃-Р) формации, что привело к ремобилизации комплексного TR-оруденения.

Дислокационный метаморфизм, развивавшийся на данном этапе, достигал уровня глаукофановых сланцев. В западном направлении отмечается снижение термодинамических параметров дислокационного метаморфизма, и в палеозойских породах Маньхамбовского блока уровень его не превышает низов филлитовой фации. В конце палеозоя–начале мезозоя проявился (за границей листа) активизационный магматизм основного состава, способствовавший формированию объектов оптического и пьезоэлектрического кварца (гора Пырва и др.) и, вероятно, золота.

Область сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов – зона Главного Уральского глубинного разлома – представляет собой зону надвига, в западной части сложенную разномасштабными чешуями докембрийских и нижнепалеозойских комплексов. Подошвой надвига (и границей палеоокеанического сектора) принимается западная граница зоны полимиктового серпентинитового меланжа (войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов). Палеоокеанический сектор представлен в районе листа образованиями Тагильской структурно-формационной мегазоны (СФМЗ), в составе которой на листе выделяется Западно-Тагильская СФЗ. В составе последней выделен Салатимский офиолитовый пояс, сложенный породами дунит-гарцбургитовой (салатимский комплекс) и габбро-долеритовой (мариинский комплекс) формаций ордовика.

На ранней стадии формирования Тагильской островной дуги (поздний ордовик–ранний силур) в ее основании происходило становление интрузий габбро-норитовой (тагило-кытлымский комплекс) формации, породы которой (преимущественно различное габбро) в современном срезе слагают Вольинский массив. Вулканогенные комплексы этой стадии представлены образованиями контрастной риолит-базальтовой (причем только ранние базальтоиды) формации позднего ордовика–раннего силура (ЮДО₃-S₁), сохранившимися в виде отдельных фрагментов в южной и центральной частях листа. Этим обусловлено практически полное отсутствие колчеданного оруденения в пределах листа, за исключением отдельных пунктов минерализации.

По мере эволюции островной дуги преимущественно на выклинивании габброидных массивов формируются интрузии габбро-диорит-плагиогранитовой (петропавловский комплекс) формации силура, образуя протяженный вулcano-плутонический пояс. Начиная с пржиждолия по верхний фамен включительно характер магматизма в различных районах Западно-Тагильской СФЗ заметно отличается. На листе Р-40-VI (крайний юго-восток) проявлены только габбро-диорит-плагиогранитовая (РДС₂) и габбро-диорит-гранитовая (РДД₁₋₂) формации. Более молодые части палеозойского разреза на территории листа отсутствуют. История Уральского палеоокеана завершилась в среднем карбоне–перми коллизийным этапом. По поверхности ГУНа сформировалась зона серпентинитового меланжа, по которой блок палеоокеанического сектора надвигался на палеоконтинентальный. При перемещениях выпадали из разреза комплексы офиолитовой ассоциации и энзиматической островной дуги (S₁), деформировались структуры интрузивных блоков. В конце перми территория превратилась в ороген с интенсивными проявлениями выветривания и глубокой эрозии.

Мезозойско-кайнозойский этап

Мезозойско-кайнозойский плитный структурно-вещественный комплекс практически не известен в горной части Урала, за исключением реликтов коровых (К-Р) формаций в отрицательных структурах (за границей листа) и широко развитых неоген-четвертичных континентальных осадков, в том числе и современного аллювия. В пределах сочленения восточного склона Северного Урала и Западно-Сибирской низменности (Приуральская СФЗ Западно-Сибирской СФцМО) комплекс развит повсеместно, где представлен слаболитифицированными отложениями молодой плиты (эммерсивно-трансгрессивно-регрессивного типа) мощностью от нескольких сотен до 1000 м и более.

Как показали исследования, в том числе и на соседних территориях, период конца неогена–начала четвертичного периода в регионе ознаменовался резким похолоданием климата. В это время происходит формирование континентальных озерно-аллювиальных и аллювиально-морских, ледниково-морских осадков, завершившееся накоплением тонкослоистых песков, алевроитов, глин халапantской свиты мощностью до 60 м.

История развития региона в квартере тесно связана с неоднократными тектоническими движениями и чередованием этапов похолодания и потепления климата. Начиная со среднего неоплейстоцена аккумуляция осадочной толщи проходила в условиях преимущественно холодного климата, обусловленного наступлением самаровского покровного ледника при одновременном развитии (или распространении) горно-покровного оледенения в горной зоне, а в позднем неоплейстоцене – развитием оледенения горно-долинного типа (зыряновское и сартанское). В результате ледниковой деятельности в конечном палеорельефе (Щугорская, Вольинская депрессии) и у подножья гор накопились мощные толщи гляциальных отложений (до 40 м), сформировавшие на востоке мощную обширную равнину с моренно-холмистым рельефом. При этом значительная часть мезозойско-кайнозойских(неогеновых?) образований была уничтожена. В промежутке между стадиями зыряновского и сартанского оледенений в каргинское время в связи с потеплением климата и отступлением зыряновского ледника, а также неотектоническими блоковыми движениями происходит оживление донной эрозии, зарождается современная речная сеть и формируется вторая надпойменная золотосодержащая терраса.

В конце позднего неоплейстоцена в сартанское время новое кратковременное поднятие территории привело к образованию в наиболее возвышенной части Урала ледников горно-долинного типа. Масштабы оледенения ввиду его кратковременности были незначительны в сравнении с зыряновским, что привело к образованию маломощных флювиогляциальных осадков в верховьях рек района. Почти синхронно с ними в речных долинах происходило формирование первой надпойменной террасы (также золотоносной), а на склонах – комплекса гравитационных и криогенно-гравитационных образований, продолжающееся в настоящее время.

На современном этапе, характеризующемся относительным спокойствием тектогенеза, за счет преимущественно боковой эрозии происходит формирование комплекса пойменных образований с фрагментами золотоносных, а на пониженных участках поверхности – озерно-болотных отложений.

Таким образом, в современном строении Приполярного Урала к самым ранним относятся магматические и осадочные ассоциации, продукты многократного внутриплитного депрес-

сионно-рифтогенного растяжения (RF_{1-3}) земной коры и сменившие их молассоидно-гранитоидные образования в основном коллизионного (V-С) этапа. Они слагают в настоящее время реликты окраинно-континентального вулканоплутонического пояса доуралид–тиманид северо-западной ориентировки, обнажающегося в краевых выступах Восточно-Европейской платформы. С возникновением палеозойского океана вдоль края Восточно-Европейской плиты происходила локализация ассоциаций океанической коры, связанных с океаническим рифтогенезом (спредингом), и фрагментов энсиматических островных палеодуг (за границей листа), а также ассоциаций задуговых и междугловых бассейнов и зон вторичного растяжения океанической палеокоры, реализовавшихся в обстановках внутри- и окраинно-океанической субдукции. В свою очередь, по восточной периферии палеоокеана в обстановках аккреции блоков с ассоциациями океанического и континентального происхождения образуется сложнопостроенная аккреционно-континентальная окраина. Вдоль последней формируются вулканоплутонические пояса (раннесилурийский и погребенный позднедевонский) и сопровождающие их осадочные депрессии, фиксирующие обстановки активных континентальных окраин. По западной периферии палеоокеана в течение всего палеозоя сохраняется обстановка формирования ассоциаций пассивной континентальной окраины. Достаточно широкое проявление имеют ассоциации обстановок коллизии, локализующиеся вдоль зоны Трансуральского главного коллизионного шва (ГУН). С коллизией связывается также образование ассоциаций предгорного прогиба на ее фронте и гранитных плутонов в ее тыловой части. В мезозое–кайнозое внутриплитные обстановки редуцированного цикла (выпадает инундационная стадия) в более северных районах нарушались вспышками активизационного магматизма плюмовой природы.

Гетерогенное строение севера Урала, характеризующееся сопряжением и наложением разновозрастного формационно и геодинамически неоднородного магматизма и осадконакопления, обусловило формирование как сложной латеральной и вертикальной зональности, так и широкого спектра проявлений полезных ископаемых. При этом наибольшее значение в формировании рудных месторождений имеют флюидно-магматические, гидротермально-метасоматические и метаморфогенно-метасоматические процессы.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа представлена морфоструктурами Уральского горного сооружения и, отчасти, западного края Западно-Сибирской низменности. Согласно геоморфологическому районированию, территория охватывает с запада на восток зоны приподнятых горных массивов Северного Урала (зона кряжа-I), остаточных массивов мезозойской денудационной поверхности западного и восточного склонов Урала (зона педимента-II); ледниковой и водно-ледниковой палеогеновой равнины Зауралья (III) (Сигов, 1969).

Абсолютные отметки современного рельефа составляют от 80 м (на востоке листа) до 1617 м (в северной части хр. Отондер). Наиболее высокие вершины на листе – горы Тельпос-Из (1617 м), Хора-Из (1326 м), Хальмер-Сале (1247 м), Оссия-Ур (1042 м), Ханавечелья (1013 м), Пеле-Ньёр (1062 м), Пырва (835 м). Относительные превышения рельефа варьируют от десятков на востоке до 900 м в горной (западной) части листа. Особенности рельефа определяются наличием субмеридиональных гряд (хребтов) и долин (депрессий), в общем совпадающих со структурным планом района.

Выделяются две основные генетические категории рельефа: выработанный (структурно-денудационный и денудационный) и аккумулятивный.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный (I) включает субмеридиональные и меридиональные хребты главного водораздела Урала, а также крупнохолмистые, увалистые поверхности выравнивания зоны среднегорья (400–1000 м), выработанные в неравномерно устойчивых к проявлению денудации породах протерозоя и палеозоя. Кроме вещественного состава пород, на формирование этого типа рельефа оказали влияние разрывные и складчатые структуры уралид. Они предопределяют очертания и ориентировку конкретных увалов, вытянутых в субмеридиональном направлении. Характерны удлиненные с выположенными вершинами увалы, повторяющие форму геологических структур более высокого порядка. Система субмеридиональных и субширотных разломов, локальных нарушений, трещин создала отчетливую картину денудационно-тектонического рельефа.

Наблюдается тесная связь форм рельефа с литологией слагающих пород, что обусловлено различной степенью устойчивости пород к процессам выветривания. Горы, сложенные гранитоидами и кварцитами, характеризуются изометричными выположенными плоскоусеченными вершинами, нередко ступенчатыми склонами (нагорные террасы) и часто наблюдаемыми скалами-останцами. Возвышенности и горы, сложенные сланцами, напоминают вытянутые плосковершинные увалы.

Наиболее приподнятой частью является массив горы Тельпос-Из, в наибольшей степени сохранивший черты поднятия и омоложения: глубокий эрозионный врез широтного отрезка р. Шугор; хорошо выраженные денудационные уступы; глубокий врез боковых притоков, имеющих ломаный; порожистый продольный профиль с крутыми (55–60°) обрывистыми склонами.

Широким развитием в данном подтипе рельефа пользуются денудационно-тектонические уступы, нагорные террасы и денудационные останцы.

Денудационно-тектонические уступы высотой до 5–7 м протяженностью от 0,3 до 1,2 км, отличающиеся значительной крутизной склонов (до 70°), прослеживаются как на западных, так и на восточных склонах гор и возвышенностей. В основании уступов часто развиваются разной протяженности шлейфы коллювиальных и коллювиально-делювиальных образований.

Нагорные террасы развиты на различных гипсометрических уровнях – от 600 до 950 м. Протяженность террас – до 300–1000 м при ширине от 25–50 до 300 м. Их площадки покрыты элювием или элювио-делювием. Тыловая стенка крутая обрывистая или ступенчато-выпуклая. Широкое развитие нагорных террас обуславливает ступенчатый характер продольного и поперечного профилей горных хребтов, а свежесть этих форм свидетельствует о непрекращающихся процессах денудации.

Денудационные останцы отличаются разнообразной формой: пирамидальной, обелиско-видной, кубической. Они сложены более крепкими породами, чем вмещающие – обычно габбро, габбродолеритами, кварцитами. Высота останцов достигает 5–8, реже 12–15 м.

С учетом того, что рельеф предгорий и в настоящее время подрабатывается процессами плоскостного смыва и другими агентами комплексной денудации, время его формирования определяется как палеоген-четвертичное (Р–Q).

Важным элементом рельефа являются мезозойские эрозионно-структурные депрессии (ЭСД) меридионального направления, выделенные в горной части района по результатам дешифрирования аэрофотоснимков [7, 59, 97] и фрагментарно вскрытые бурением при проведении поисковых работ на золото [79].

Депрессии шириной от сотен метров до 5–6 км имеют крутые (вверху) и постепенно выполаживающиеся вниз по склону борта, плавно переходящие в днища. В верхних частях довольно часто наблюдаются скалы, в то время как нижние покрыты осыпями и развалами глыб и щебня, а днища – моренными отложениями позднеплейстоценового горно-долинного оледенения. ЭСД (Вольинская и Восточноуральская предгорная) имеют тектоническое происхождение и отвечают областям интенсивной дизъюнктивной тектоники.

Наиболее крупной и четко выраженной из них является Щугорская ЭСД шириной до 5–6 км, сформированная аналогично другим уральским депрессиям вдоль полосы карбонатных пород и унаследованная в четвертичное время ледником горно-долинного типа. Она имеет ответвления в долинах рек Понья (на юге) и Няртсюю (на севере). Днище депрессии сложено карбонатными породами хыдейской свиты и щугорской серии, образующими грабен-синклиналь. Поперечный профиль депрессии асимметричный: восточный борт более крутой, чем западный. Превышения западного и восточного бортов над днищем составляют соответственно 200–300 и 50–100 м. О проявлении новых и новейших движений свидетельствуют образование порогов или перекатов и многократный перемыв аллювия с образованием кос и островов непосредственно ниже порогов [7, 86].

Восточноуральская ЭСД прослеживается вдоль восточного склона водораздельного хребта от р. Яныманья (на юге) через верховья рек Хомес, Талтма и Тильтильма далее на север в долину р. Волья и отделяет его горную часть от области предгорья. Абсолютные отметки днища депрессии составляют 200–300 м, относительные превышения – от 100 до 500–600 м [7]. Далее к востоку на левобережье р. Туяхланья и в междуречье ее с р. Маньяманья отмечены фрагменты еще одной депрессии – Туяхланьинской [97].

ЭСД имеют поисковое значение. В них возможно нахождение россыпей золота и платиноидов. Об этом свидетельствуют результаты работ как предшественников [79, 86, 97, 100], так и наших исследований.

Денудационный рельеф (2,3) получил наиболее широкое развитие на площади листа и представлен денудационными склонами горных хребтов, а также фрагментами цокольного пене-плена (2а) и педи-плена (2б) [2].

Фрагменты цокольного пене-плена (2а) наблюдаются на высотах с абс. отм. от 600–800 до 1000 м и представляют собой уплощенные водораздельные площадки древних уровней выравнивания, созданные процессами комплексной денудации, характеризующиеся значительной сглаженностью (углы наклона до 10°) и сравнительно небольшими относительными превышениями, осложненные литоморфными уступами, грядами и останцами. Распределение высотных отметок фрагментов пене-плена во многих случаях подчиняется структурно-морфологическому плану горного сооружения: минимальные (600–800 м) высоты имеют площадки, развитые в краевой части, а максимальные (до 1000 м) характерны для площадок в приосевой части Уральской горной системы. В пределах листа выположенная поверхность Уральского пене-плена часто интенсивно переработана экзарацией плейстоценовых оледенений (3а). Возраст пене-пленизированной части рельефа оценивается как позднеюрско-палеогеновый (эоцен) [2].

Рельеф зоны педимента (2б) характеризуется уплощенными или пологовыпуклыми водоразделами (3б, 3в), вытянутыми в меридиональном или субширотном направлении увалами,

грядами с незначительным перепадом высот (26). Склоны возвышенностей обычно залесенные, реже открытые, часто ступенчатые, покрытые гравитационными делювиальными, делювиально-десерпционными и делювиально-солифлюкционными образованиями, местами – крупноглыбовыми развалами, среди которых встречаются останцы в виде небольших обрывов и скал, в ряде случаев литоморфных гряд.

На юго-востоке, а также на крайнем северо-западе листа поверхности в существенной степени переработаны среднеледниковым покровным ледником, что привело к образованию своеобразной холмисто-грядовой поверхности рельефа, осложненной термокарстовыми воронками (3в).

В западной части листа склоны возвышенностей моделированы горно-долинными позднеплейстоценовыми (зырянским и сартанским) ледниками, деятельность которых привела к формированию троговых долин, днища и борта которых сложены моренами и комплексом водно-ледниковых отложений.

Речные долины зон среднегорья и низких гор характеризуются как V-, так и корытообразным поперечным профилем. При этом долины V-образной формы развиты только у малых притоков длиной до 5 км и в истоках основных рек. Для них характерны прямые и выпуклые склоны, по днищу развита узкая пойма. Продольный профиль таких долин имеет крутой уклон, часто ступенчатый с обилием перекастов. Ниже по течению долины рек постепенно приобретают разработанную корытообразную форму, в них развиваются террасы пойменного и (фрагментарно) надпойменного уровней.

В пределах озерно-ледниковой равнины денудационный рельеф проявлен преимущественно в пределах речных долин в виде разнообразных криогенно-гравитационных (солифлюкционные шлейфы, оплывины, оползни), реже десерпционных форм. Возраст рельефа – палеоген-четвертичный.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф развит на большей части территории листа и представлен как гляциогенными, так и аллювиальными формами.

Холмисто-грядовая ледниковая (водно-ледниковая) равнина

Холмисто-грядовая равнина (4), созданная ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией, выделяется в юго-восточной части листа в виде треугольной формы линеамента северо-восточного направления шириной до 5 км и имеет абсолютные высотные отметки 100–160 м при глубине расчленения поверхности до 30 м. Она сложена в верхней части вангерьюской мореной, озерно-ледниковыми осадками и гляциофлювиалом среднеледникового покровного ледника, наступавшего на Северный Урал с северо-востока и частично экзарировавшего континентальные и прибрежно-морские осадочные комплексы верхнего мезозоя, неогена и нижнего неоплейстоцена. На соседнем листе (Р-40-ХII) рельеф описываемой морфоструктуры (равнины) характеризуется обилием гляциогенных морфоскульптур – камовых гряд, низких холмов, бугров, полигональных грунтов, термокарстовых просадок и уступов. Граница равнины, как и ее поверхность, в значительной степени сnivelированы постгляциальными денудационными процессами. Возраст рельефа – средний–поздний неоплейстоцен [68].

Межгорные долины

Широкое развитие на территории листа получили *межгорные долины, созданные совместной деятельностью горно-долинных ледников и гляциофлювиальных потоков (5)*. В среднегорной зоне и отчасти на педименте такие межгорные долины характерны для большинства наиболее крупных рек района в их верхнем течении и имеют форму трогов, расширяющихся от сотен метров в истоках до 2 км и более в нижних по течению реки частях долин. Протяженность долин достигает 30 км (реки Хомес, Воля, Талтма, Бол. Турупья). Долины сложены преимущественно моренами и водно-ледниковыми образованиями ханмейского (зырянского) горно-долинного оледенения, сохранившимися в пределах высотных отметок от 200 до 400 м, и в меньшей степени аккумулятивными продуктами полярноуральского (сартанского) оледенения (отметки 600–800 м).

Основными формами ледникового рельефа являются поля развития конечных и боковых морен холмисто-грядового типа, разрозненных моренных гряд, располагающихся под разными углами относительно направления течения современных водотоков (конечные морены), а также вдоль него на плечах трогов (боковые морены).

Гляциофлювиальные образования, занимающие днища троговых долин, формируют лентообразные пойменные террасы высотой до 0,7 м и шириной от первых до 20 м почти на всем их протяжении; они сложены песками, песчано-гравийными отложениями с варьирующим количеством неокатанного материала в виде дресвы, щебня и глыб. Возраст рельефа – позднечетвертичный.

Речные террасы пойменного и надпойменного типов

Речные террасы пойменного и надпойменного типов (б) в пределах листа выделяются и картируются по всем водотокам, но, если пойменные террасы фиксируются повсеместно, за исключением каньонообразных участков долин, то надпойменные террасы первого и второго уровней развиты фрагментарно на участках расширения и меандрирования речных долин преимущественно в зоне низкогогорного рельефа, начиная с абсолютных отметок порядка 350–400 м. Террасы большей частью аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные.

Первая надпойменная терраса имеет высоту от 2,5 до 5,0 м, ее бровка выражена обычно четко, уступ ровный или слабоогнутый, ширина – от первых десятков метров на верхних по течению отрезках речных долин до 150–200 м у восточной границы листа. Площадка первой надпойменной террасы обычно ровная горизонтальная, в горной зоне она слабо наклонена в сторону современного русла.

Вторая надпойменная терраса развита более ограниченно и характеризуется высотой от 5 до 10 м над урезом воды. Ее бровка выражена нечетко и обычно округленная, сглаженная, а уступ в большинстве случаев делювиированный, выпуклый и имеет разную крутизну. Ширина террасы варьирует от 50 (реки Бол. Турупья, Яныманья) до 100 м (р. Волья) и более (широтное течение р. Щугор). Ее площадка имеет наклон в сторону русла. Поверхность террасы залесенная сухая, редко заболоченная, слабоволнистая с западинами глубиной до 1,0–1,5 м. Мощность аллювия – от 2,0 до 8,5 м. По генезису террасы второго уровня – эрозионно-аккумулятивные, редко цокольные. Цоколь представлен в основном палеозойскими породами, реже рыхлыми ледниковыми комплексами зырянского или сартанского (на крайнем востоке) оледенений [79].

В зоне кряжа аккумулятивные формы рельефа имеют ограниченное распространение и в наибольшей степени обязаны деятельности горных водотоков с неустойчивой гидродинамикой, что в совокупности с молодостью речных долин предопределило развитие в них только пойменно-русловых морфоскульптур рельефа, сложенных комплексами аллювиальных, пролювиальных и гляциофлювиальных образований. Высота поймы обычно не превышает 0,3–0,7 м, ширина – не более 5–7 м. Наибольшей ширины (около 40 м) низкая пойменная терраса достигает в долине р. Щугор у северной рамки листа.

Время формирования аллювиального аккумулятивного рельефа – поздний неоплейстоцен–голоцен.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Наиболее древними из рыхлых образований района являются остаточные коры химического выветривания триас-раннеюрского возраста, фрагменты которых местами сохранились под слоем более молодых отложений. К этому времени относится формирование на месте древнего Урала единой относительно ровной поверхности – пенеплена – и широкое развитие кор химического выветривания.

В мезозое–кайнозое пенеплен неоднократно покрывался морем. Трансгрессии сменялись незначительными поднятиями территории, обусловленными умеренными тектоническими движениями. Осадки этого времени в зоне предгорий имели незначительную мощность, впоследствии они были уничтожены процессами денудации в палеогене–неогене и четвертичными ледниками. О том, что осадки были на территории, косвенно свидетельствуют присутствующие в морене среднего неоплейстоцена в значительных количествах обломки песчаников,

опок, бурого угля, углефицированной древесины, обломки игл морских губок, остракод, белемнитов и аммонитов, фрагменты диатомей и переотложенные спорово-пыльцевые комплексы.

В конце среднего олигоцена началось поднятие Урала и прилегающей территории Западно-Сибирской низменности и установление континентального режима геологического развития. В олигоцене–миоцене территория находилась в относительно стабильном тектоническом режиме. В благоприятных климатических условиях проходил второй этап гипергенного корообразования и пенепленизации. В результате на месте приподнятого в среднем олигоцене Урала сформировалась единая равнина [6]. Развивавшаяся в это время речная сеть имела преимущественно субмеридиональное направление, формируя ныне погребенные палеодолины в пределах палеотектонических депрессионных структур уральского плана как в восточных, так и в западных предгорьях [2, 6, 97].

Следующий тектонический этап, в результате которого сформировался современный Урал с присущей ему ярусностью рельефа, проявился в плиоцен-четвертичное время. К началу этого этапа относится перестройка олигоценовой и начало формирования плиоценовой речной сети, которая в средне- и позднечетвертичное время была полностью погребена ледниковым комплексом отложений и затем вновь отпрепарирована на современном этапе.

Четвертичная история развития рельефа, начиная со среднечетвертичного времени, проходила в условиях преимущественно холодного климата, обусловленного наступлением вангерьюского покровного ледника одновременно с развитием горно-покровного оледенения в горной части территории в среднем неоплейстоцене и позже, в позднем неоплейстоцене, ледников горно-долинного типа (ханмейское, раннезырянское и полярноуральское–позднезырянское, сартанское). В результате ледниковой деятельности накопились мощные толщи ледниковых отложений (до 50–70 м), сформировавшие достаточно обширные равнины с моренно-холмистым и моренно-грядовым рельефом, а значительная часть мезозойско-кайнозойских отложений была уничтожена.

После позднечетвертичного (ханмейского) оледенения началось возрождение и развитие современной речной сети в основном контуре доледникового рисунка с формированием в восточной половине листа сначала придолинных зандровых водно-ледниковых аккумулятивных образований, а в последующее время – террасового комплекса надпойменных террас, высокой и низкой поймы в пределах современных речных долин.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа Р-40-VI установлены 19 проявлений, 112 пунктов минерализации, 36 шлиховых и семь литохимических потоков рассеяния, 45 площадных литохимических ореолов (девять в коренных и 36 в рыхлых отложениях), 201 точечная геохимическая аномалия (130 в коренных и 71 в рыхлых), 11 обобщенных геофизических аномалий (три радиометрические и восемь комплексных вызванной поляризации и магнитного поля). Все объекты показаны на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Список проявлений, пунктов минерализации и т. д. приводится в прил. 1.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Железорудные объекты в пределах листа включают одно проявление (Хомесское) и 15 пунктов минерализации. Кроме того, в юго-восточной части площади выделено множество аномальных точек и локальных ореолов повышенного магнитного поля, как правило, сопряженных с аномалиями вызванной поляризации [98, 123]. На карте полезных ископаемых показано восемь обобщенных аномальных контуров, связанных с присутствием медно- и железорудных объектов. Их характеристика приводится в разд. «Медь», за исключением аномалии Хомесского участка.

Проявление приурочено к породам габбрового состава и относится, по-видимому, к магматической титан-железорудной мафитовой формации (качканарский тип).

Проявление Хомесское (IV-4-3) расположено на водоразделе рек Хомес–Талтма в 1250 м восточнее высоты с отм. 240,2 м. Титаномагнетитовое оруденение вскрыто в 1990 г. скважинами 0501 и 0509 Южной ГПП при заверке аэромагнитных аномалий [78].

Вмещающие породы проявления представляют собой амфиболизированное и катаклазированное габбро второй фазы качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (vO_3k_2). В восточной части участка проявления обнажаются диориты второй фазы ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового plutонического комплекса (δD_1a_2). В пределах участка встречаются многочисленные субвулканические тела, местами образующие сближенные рои даек и даже отдельные небольшие массивы. Наибольшее их количество приурочено к амфиболизированному габбро и зоне контакта двух комплексов. Жильные тела в габбро представлены сильно амфиболизированными афировыми и порфиоровыми метадолеритами. По геофизическим данным, контакт между комплексами тектонический. При этом габброиды качканарского комплекса подстилают диориты ауэрбаховского [78].

Ильменит-магнетитовые руды имеют вкрапленный характер и преимущественно развиты в габбро. В скв. 0501 бедная рудная вкрапленность отмечается в интервале 6,3–22,3 м. В скв. 0509 выделяется несколько рудных интервалов: 180,6–182 м с содержанием магнетита (%) – 20–30, 186,6–188,6 – 30–40, 202,4–206 – до 20, 207–208 и 216–229,6 – до 15.

К зоне контакта габброидов с диоритами приурочена комплексная (ВП, М) геофизическая аномалия (IV-4-2) рудной природы, протягивающаяся в субмеридиальном направлении на протяжении 14 км. Магнитное поле в пределах аномальной зоны характеризуется интенсивностью от 700 до 1100 нТл с отдельными пиками до 1500 нТл (на фоне 500 нТл). По поляризуемости выделяются локальные аномалии с интенсивностью от 1,3 до 4,3 град на фоне 0,2–0,7.

Сопротивление понижается до 1000 Ом на фоне 4000–5000 Ом. Поле силы тяжести в районе участка отличается наличием гравитационной ступени с понижением от 3 до 0 мГал. Здесь же наблюдается локальная аномалия интенсивностью до 4 мГал на фоне 1 мГал [123]. По геофизическим данным выделяется 10 тел, выходящих на дневную поверхность. Результаты моделирования показывают, что среднее содержание железа в теле – не менее 20–25 %. Зона, перспективная на обнаружение железных руд, протягивается в меридиональном направлении через весь участок вдоль контакта габброидного и диоритового комплексов и захватывает их приконтактные части. Мощность зоны изменяется от 350 до 1300 м [78].

Гидротермальная минерализация представлена зернами гематита в кварцевых жилах, развитых в долинах рек Подчерем и Понья (III-1-30, IV-1-29, IV-1-31, IV-1-33). Так, в коренном обнажении серицит-хлоритовых сланцев на левом берегу р. Понья в 2,6 км выше ее устья (IV-1-33) залегает секущая эпидот-кварцевая жила четковидной формы мощностью в раздуде 30 см. Зальбанды жилы чрезвычайно прихотливые с многочисленными сложными ответвлениями. В теле жилы наблюдаются пустоты, каверны. Гематит в составе жилы образует либо одиночные пластинчатые включения размером до 2 см в поперечнике, либо скопления пластинок (чешуек) в форме розеток («железные цветы»). В общем, жилы с гематитом тяготеют к системе меридиональных разломов [89].

К гидротермальному типу, вероятно, относятся пункты минерализации железа, зафиксированные по рекам Подчерем, Понья и Сале, на западном склоне хр. Уйтым-Ньер, по восточному склону горы Мирон-Вань-Ньер и др. К ним относится рассеянная вкрапленность гематита, иногда пирита и магнетита в разных породах доордовикского возраста, преимущественно в метадолеритах (III-1-5, III-1-8, III-1-20, III-1-25, IV-1-12) и вулканитах (III-1-11, III-1-12, III-1-15, III-3-1, III-3-13, IV-1-3).

Марганец. В южной части площади листа восточнее хр. Яны-Янкеч (II-4, III-3, IV-3) субмеридиональной полосой протягивается серия из 13 вторичных локальных геохимических аномалий марганца, содержание в которых по отдельным точкам составляет 1–2 % при фоне 0,05–0,1 % [98]. Аномалии приурочены к породам мороинской (RF_3mr) и саблегорской ($RF_3-V_ssb_2$) свит. В масштабе 1 : 200 000 аномалии позиционируются как точечные.

Хром. Хром в пределах территории листа встречается в ассоциации с никелем, реже с медью, образуя комплексные литохимические аномалии в почвах и рыхлых отложениях. Среди них выделено семь площадных ореолов и 10 аномальных точек.

Шесть ореолов хрома с никелем сопряжены с телами гипербазитов салатимского дунит-гацбургитового комплекса (ΣO_2sl), трассирующими зону ГУГРа. Наиболее крупный из них соответствует Ларкенсавытскому массиву (4), сложенному серпентинизированными гарцбургитами. Хромит присутствует в них в виде зерен неправильной формы размером 0,5–1,0 мм, иногда с оторочкой из тонких зерен магнетита. Фоновое содержание хрома составляет 0,1 %. В крупном площадном ореоле, отчетливо повторяющем контур массива (II-4-4), содержание (%): хрома – 0,5, никеля – 0,2, кобальта – 0,01 [96].

К югу от Ларкенсавытского массива в зоне серпентинитового меланжа с мелкими телами гипербазитов сопряжены ореолы III-4-2, III-4-6, III-4-13, IV-4-4 и IV-4-10, в которых содержание колеблется (%): хрома от 0,01 до 0,20, никеля от 0,01 до 0,15, кобальта – от 0,01 до 0,02.

Два ореола оконтурены над габброидами Западно-Тагильской зоны. Небольшой ореол хрома с никелем, расположенный к юго-востоку от Ларкенсавытского массива (II-4-8), локализуется над роговообманковыми габбро тагило-кытлымского габброноритового комплекса ($vS_{1-2}tk$). Здесь установлена концентрация (%): хрома 0,5, никеля 0,1, кобальта 0,02. Еще один сложный комплексный (медь, хром, никель) ореол (III-4-12) выделен по серии сближенных точечных аномалий в пределах развития габброидов качканарского комплекса (vO_3k_2). В этом ореоле определено аномальное содержание следующих элементов (%): Cu – 0,02, Cr – 0,2, Ni – 0,1, Co – 0,01, Zn – 0,02.

Точечные геохимические аномалии хрома (также в ассоциации с никелем и медью) связаны, в основном, с гипербазитами (II-4, III-4) и реже с тектоническими зонами (IV-3).

Повышенные концентрации хрома (до 1–2 кг на 1 т породы) установлены в шлиховых пробах из аллювиальных отложений на площади ультраосновных массивов [98, 123].

Титан. Минералы титана широко распространены в рыхлых отложениях бассейна р. Шугор, где они представлены главным образом ильменитом, в меньшей степени рутилом и сфеном [86]. Тем не менее, концентраций, представляющих какой-либо интерес, не отмечено.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь распространена в пределах территории листа достаточно широко, однако существенных ее концентраций не установлено. На сегодня можно выделить шесть проявлений, 45 пунктов минерализации, 20 литохимических ореолов (пять собственно медных и 15 комплексных) и 73 аномальные точки (51 медная и 22 комплексные) в коренных и рыхлых отложениях, а также восемь аномалий вызванной поляризации (в комплексе с магнитными).

Основная часть объектов локализуется в Ляпинской СФЗ. Здесь расположены все шесть проявлений, 35 пунктов минерализации, 16 площадных и 53 точечных геохимических и четыре геофизические аномалии (ВП, М). В Западно-Тагильской СФЗ находятся семь пунктов минерализации, три площадных и 13 точечных геохимических и четыре геофизические аномалии. Единичные пункты и литохимические аномалии известны в Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской зонах.

Формационную принадлежность медной минерализации определить однозначно достаточно сложно в связи с ее незначительными масштабами и слабой изученностью.

В Ляпинской зоне меднорудные объекты локализованы большей частью в породах саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$), насыщенных субвулканическими коагматами, представленными двумя фазами: первой долеритовой (βRF_3sb_1) и второй риолитовой ($\lambda RF_3-V_1sb_2$). Минерализация жильного и прожилково-вкрапленного типа, как правило, локализуется в метабазальтах и контролируется малыми телами и дайками риолитов. О. П. Федоровым [123] и К. П. Савельевой [113] формационный тип минерализации определяется как колчеданно-полиметаллический, Е. С. Контарем – как медно-цинково-колчеданный (кипрский подтип) [21].

Авторами при выполнении ГДП-200 [67] типоморфных признаков колчеданного оруденения не установлено. На основании результатов анализа материалов предшественников и собственных полевых и камеральных минералого-геохимических исследований, медные объекты Ляпинской СФЗ с определенной долей условности отнесены к медно-кварц-сульфидной рудной формации. Околорудные изменения ближе всего к процессам березитизации и лиственизации.

В Западно-Тагильской СФЗ повышенные концентрации меди встречаются в породах шемурской свиты (O_3-S_1sm) (четыре пункта минерализации) и в массивах гранит-диорит-габбровых ассоциаций качканарского (vO_3k_2) и ауэрбаховского (δD_1a) комплексов (три пункта, три площадные и 13 точечных геохимических аномалий, четыре аномалии вызванной поляризации и магнитного поля). В первом случае они принадлежат, очевидно, к медноколчеданной рудной формации, а во втором, по аналогии с проявлениями Усыншорское, Санклымьинское и др., расположенными в той же структурно-формационной зоне восточнее (лист Р-41-І), – к медно-титан-ванадиевой магматической (волковский тип). В Бельско-Елецкой зоне один пункт минерализации, одна площадная и две точечные литохимические аномалии меди выявлены в тельпосской свите (O_1tl). Наконец, один пункт и пять аномальных точек (в том числе медно-никелевые) установлены в Зилаиро-Лемвинской зоне в породах хомасьинской свиты ($O_{1-2}hm$). Формационная принадлежность медной минерализации в двух последних СФЗ, ввиду малочисленности и неизученности объектов, не определена.

В Ляпинской зоне объекты медной минерализации, приуроченные к полям развития саблегорских образований, разделены комплексами Западно-Уральской СФЗ на две субмеридиональные полосы, расположенные в западной и центральной частях рассматриваемого листа. Особенностью западной полосы является ассоциация медных объектов с урановыми. Для проявлений центральной полосы в свою очередь характерна повышенная концентрация золота.

Западная полоса включает проявления участков Западный, Снежный, № 1 и 3. Участки обследовались при проведении геологосъемочных работ 1968–1970 гг. [47, 90].

Проявление Участок Западный (І-2-7) находится на левобережье руч. Нярт-Сюю, в 3 км восточнее горы Тельпос-Из. Участок был рекомендован сотрудниками Коми филиала АН СССР

Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом для поисков редкометалльной минерализации и изучался в 1967–1970 гг. Вольинской ГПСП [47]. При проведении поисковых работ в пределах участка была выявлена медная минерализация.

В геологическом строении проявления принимают участие отложения саблегорской (RF_3sb_1) и лаптопайской (V_2-Clp) свит, слагающие крыло антиклинальной складки. Породы саблегорской свиты представлены рассланцованными метабазами и сланцами. К лаптопайской свите отнесены туфы и туффиты кислого состава, туфогравелиты и туфоконгломераты. Породы участка рассечены серией разрывных нарушений северо-восточного простирания. Отложения саблегорской свиты интродуцированы дайками эпидотизированных метадолеритов малопатокского ($\beta\epsilon_3m$) комплекса.

Медная минерализация представлена налетами медной зелени в сильно рассланцованных метабазах саблегорской свиты. Иногда отмечается рассеянная сульфидная вкрапленность, представленная пиритом и халькопиритом. Зоны рассланцевания, к которым приурочена минерализация, достигают мощности более 100 м и вытянуты вдоль разрывных нарушений северо-восточного простирания. Химическими анализами в пробах, отобранных из этих зон, установлено содержание (%): меди от 0,02 до 0,21, никеля 0,03–0,04 и кобальта 0,007–0,008.

На контактах с дайками габбродолеритов (в зонах разломов) отмечаются участки контактово-метасоматических образований тальк-серпентин-уралит(актинолит)-полевошпатового состава мощностью 20–30 м с большим количеством прожилков, линзочек и скоплений кальцита и гематита. В этих зонах минералогическим анализом в десятках знаков установлены оранжит, циртолит, монацит, галенит. Суммарное содержание редких земель – 0,06 % [47].

Проявление Участок № I (1-1-6) расположено в районе истоков р. Няртсюю, в 1 км к западу от проявления Участок Западный. Впервые вторичная медная минерализация была установлена здесь работами Вольинской партии в 1967 г. [47]. Химический анализ проб из отдельных шурфов показал содержание меди 0,09–0,2 %. Оценка участка проводилась Тельпосской партией в 1968–1969 гг. [90].

Участок проявления сложен измененными базальтами, туфами основного состава и туфогенными сланцами саблегорской свиты (RF_3sb_1), включающими комагматические субвулканические образования кислого состава ($\lambda RF_3-V_3sb_2$). Тектоническая обстановка на участке сложная. Породы смяты в запрокинутые на восток изоклинальные складки, осложненные серией более мелких складчатых структур, и разбиты дизъюнктивными нарушениями северо-восточного простирания. В результате небольших подвижек блокового характера образовались зоны интенсивно рассланцованных, раздробленных пород мощностью от 10 до 30 м. К этим зонам приурочены гидротермальные изменения, выраженные в карбонатизации, окварцевании, хлоритизации, эпидотизации пород, и вторичная медная минерализация, представленная малахитом.

Металлометрической съемкой на участке установлено аномальное содержание меди в пределах 0,001–0,01 % при фоновом 0,0028 % и минимально-аномальном 0,0069 %. При заверке аномалии горными работами в канаве № 7 длиной 43 м обнаружены примазки малахита в шести прослойках мощностью 5–20 см, образующих три зоны. В канаве № 8 вторичная медная минерализация отмечена в отдельных глыбах. Спектральный анализ показал содержание меди 0,007–0,02 %.

Наиболее интенсивная минерализация соответствует кулисообразно расположенным зонам гидротермально измененных пород. В пределах участка выделены две такие зоны мощностью 10–30 м, прослеженных по простиранию с перерывами на расстояние 200–400 м. Малахит образует пятна изумрудно-зеленого цвета размером до 100 мм на плоскостях сланцеватости пород. Мощность прослоев с малахитом составляет от 10 см до 3 м с перерывами по мощности. По простиранию интенсивность минерализации в пределах 1–2 м резко меняется до полного исчезновения и может появляться в других прослоях. Количество прослоев – от 1 до 4. Наиболее интенсивно минерализованной является самая восточная зона, где содержание меди в бороздовых пробах достигает 0,3 %. Западная зона рассланцевания имеет северо-восточное простирание и прослеживается на расстояние 400 м. В северном направлении она, по-видимому, соединяется с восточной зоной. Максимальное содержание меди в этой зоне – 0,03 % на мощность 0,7 м.

В 1969 г. на участке были дополнительно пройдены канавы, вскрывшие два прослоя мощностью 20 и 15 см с налетами малахита по плоскостям сланцеватости, приуроченным к линзовидным образованиям (будинам) кислого состава. Содержание меди, по данным спектрального

анализа, составило 0,01 %. В результате установлено, что медная минерализация на участке представлена исключительно малахитом и в большинстве своем тяготеет к линзовидным образованиям кислого состава. Мощность минерализованных зон не превышает 20–30 см, а протяженность по простиранию – не более 100–150 м.

Проявление участок Снежный (I-1-10) выделено Тельпосской партией [90] при проведении геологосъемочных работ 1967–1970 гг. Проявление расположено в верховье руч. Снежный, на его правом берегу. Зоны с медной минерализацией приурочены к тектоническому контакту лаптопайской (V_2-Clp) и саблегорской ($RF_3-V_1sb_2$) свит, вскрывающихся в ядре синклинальной складки. Западное крыло синклинали оборвано крупным надвигом, по которому отложения лаптопайской свиты контактируют с конгломератами и песчаниками тельпосской свиты (O_1tl). Лаптопайская свита на участке представлена туфогенными сланцами, туфоалевролитами, туфами кислого состава, лавобрекчиями и туфоконгломератами, моноклинально падающими на восток, саблегорская – порфировыми метабазами. Породы участка рассечены серией разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Отложения лаптопайской свиты прорваны дайкой эпидотизированных габбродолеритов (βV_2-Clp_2). Воздействие габбродолеритов на вмещающие породы выразилось в образовании зоны контактово-измененных пород шириной 5–10 м.

На участке выявлены три зоны тектонических брекчий с вкрапленной медной минерализацией мощностью 0,5–3,0 м, длиной 175–650 м. Расстояние между зонами в северо-восточной части участка – 40–50 м. Содержание меди, по данным спектрального анализа, составляет 0,00084–0,91 %. Медная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, малахитом, азуритом и пространственно приурочена к зонам брекчированных пород. В приконтактной части вмещающие породы сильно перетерты, карбонатизированы, эпидотизированы и содержат густую вкрапленность пирита.

Наиболее интенсивно минерализованной зоной участка является восточная. Максимальное содержание меди в восточной зоне – 0,019 %, в западной – 0,012 % на мощность 1,0 м. Третья зона расположена юго-западнее первых двух и имеет почти северное простирание. Она прослежена на 175 м. Максимальное содержание меди в бороздовых пробах составляет 0,019 % на мощность 0,5 м.

Спектральным анализом во всех бороздовых и точечных пробах, отобранных из канав, определены (%): Cu (0,00084–0,019), Ni (0,00084–0,0084), Co (0,00084–0,0058), V (0,0019–0,012), Zr (0,0084–0,019), Ga (0,0012–0,0019), Ti (0,27–1,2).

Проявление Участок № 3 (II-1-14) расположено севернее карового озера в истоках руч. Озерный (первого сверху левого притока р. Тельпос). Основанием для постановки здесь поисковых работ послужили находки медной минерализации, выявленные в процессе геологосъемочных работ Тельпосской ГПСР 1968–1970 гг. [90].

Участок проявления сложен измененными пироксеновыми базальтами, туфами основного состава и туфогенными сланцами саблегорской свиты (RF_3sb_1), среди которых картируется тело габбродолеритов мощностью до 50–60 м. Породы на участке залегают моноклинально с крутым падением на запад. В целом они интенсивно рассланцованы, серицитизированы, карбонатизированы и эпидотизированы. Отмечается незначительное смятие пород в мелкие складки. Из дизъюнктивных нарушений в пределах участка прослеживается сброс незначительной амплитуды. Горными работами установлено, что медная минерализация представлена налетами малахита по трещинам и по плоскостям сланцеватости в виде мелких пятен. Максимальная мощность минерализованной зоны составляет 0,75 м. Содержание меди, по данным спектрального анализа, в бороздовой пробе – 1,0 %. Длина рудной зоны не превышает 25–30 м.

В аншлифах установлен халькозин в виде очень мелких пластинок (единичные зерна), а также халькопирит и магнетит. Рудные минералы приурочены в основном к тоненьким кварц-карбонатным прожилкам.

Все проявления северной части западной полосы Ляпинской СФЗ отнесены авторами к медно-кварц-сульфидной рудной формации.

Кроме описанных проявлений в западной полосе установлено 26 пунктов медной минерализации (I-1-4, I-1-17, I-2-10, II-1-2, II-1-3, II-1-5, II-1-6, II-1-9, II-1-11, II-1-12, II-1-16, III-1-6, III-1-10, III-1-13, III-1-21, III-1-27, III-1-28, III-1-29, IV-1-1, IV-1-5, IV-1-10, IV-1-13, IV-1-14, IV-1-25, IV-1-28, IV-1-35). Как правило, это редкая вкрапленность мелких (до 1 мм) зерен халькопирита и борнита в маломощных (до 20 см) кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-эпидотовых жилах. Характерны примазки вторичных минералов меди по плоскостям сланце-

ватости вмещающих метабазальтов и сланцев, а также пластинчатые зерна гематита. Содержание меди, по результатам спектрального анализа, – 0,005–0,07 %.

Три пункта медной минерализации (IV-1-5, IV-1-10, IV-1-14) установлены авторами в окрестностях горы Редка, вблизи одноименного уранового проявления. Во всех пунктах наблюдаются обломки пропилитизированных метабазальтов с маломощными кварцевыми, кварц-карбонатными, кварц-карбонат-эпидотовыми жилами, в зальбандах которых встречаются агрегаты зерен борнита, ковеллина и гематита. По результатам приближенно-количественного анализа, содержание (%): Cu – 0,3, Ag – 0,00003, Mo – 0,0001, Nb – 0,007, Zr – 0,04, Y – 0,004, Ce – 0,015 [67].

В западной полосе выделено также четыре площадных (I-2-6 с бериллием, II-1-4 со свинцом, II-1-13 и IV-1-4 собственно медных обобщенных контуров) и 18 точечных геохимических аномалий меди. Все ореолы расположены над породами саблегорской свиты ($RF_3-V_4sb_2$), при этом восемь из них локализованы на юго-западе листа в районе Ильязского массива гранитов. Из аномальных точек 13 связаны с саблегорской свитой и пять – с мороинской (RF_3mr).

В центральной полосе Ляпинской зоны расположено два наиболее перспективных проявления – участки Талтминский и Речной, которые были детально обследованы в 2007–2009 гг. в ходе прогнозно-поисковых работ [113].

Талтминское проявление (III-3-10) расположено на правом берегу р. Талтма, в 2,5 км ниже устья р. Тильтильма. Сульфидная минерализация была выявлена Талтминской партией в результате картировочного бурения (скважины 17, 18) при проведении геолого-геофизических работ в 1967–1969 гг. [98]. В скв. 17 до глубины 104 м была вскрыта бедная пирит-халькопирит-борнитовая вкрапленность в алевросланцах. В скв. 18 аналогичная минерализация зафиксирована в инт. 72–92 м. Последующими геофизическими исследованиями [123] на участке была оконтурена аномалия ВП протяженностью 4,7 км с сопротивлением в эпицентре 700 Ом·м. При зондировании был установлен локальный объект с глубиной до центра 150 м и радиусом 36 м. По керну скв. 18 выделена комплексная геохимическая аномалия с содержанием (%): меди – 0,004–0,01; цинка – 0,012–0,03; свинца – 0,003–0,006; серебра – 0,00002–0,0001 и бария 0,04–0,06.

Участок проявления сложен метавулканогенно-метатерригенными отложениями саблегорской свиты (RF_3sb_1), в составе которых участвуют серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы по алевролитам, реже по песчаникам и вулканитам основного состава. В сланцах нередко присутствует углеродистый материал в количестве до 5 % и более. Сланцы включают мелкие тела монзонитов (μ) и щелочных граносиенитов ($\gamma\xi$) манарагско-сивьягинского (V_4ms) комплекса. Породы на участке пересечены разломами разного порядка. Наиболее крупные из них имеют северо-северо-восточное направление и контролируют малые тела и дайки интрузивных комплексов. Субмеридиональные нарушения образуют грабенообразные структуры, перекрытые локальными чешуйчатыми надвигами и пересеченные более молодыми диагональными разломами.

При проведении прогнозно-поисковых работ 2007–2009 гг. рудоносная зона вскрыта скважинами С63, С64, С70 и С74. Прожилково-вкрапленная мелко-тонкозернистая рудная минерализация содержится в апотерригенных сланцах хлорит-карбонат-серицит(мусковит)-альбит-кварцевого, кварц-альбит-хлорит-серицитового, углерод-кварц-карбонат-хлорит-альбит-серицитового составов. Установлено два типа пропилитов: сопряженные с внедрением малых тел и даек и приразломные, приуроченные к зонам разрывных нарушений, а также метасоматиты лиственит-березитового состава [113]. Рудоносная зона прослежена скважинами и горными работами на 3000 м в субмеридиональном направлении. Ширина ее по поверхности – до 350 м. С запада и востока зона ограничена разрывными нарушениями.

Главные рудные минералы – халькопирит и пирит. Спорадически встречается пирротин. В единичных зернах наблюдаются сфалерит, галенит, арсенопирит. Кроме сульфидов в руде постоянно присутствует сфен, реже рутил. Углеродистое вещество равномерно распределено по породе в виде мелких чешуек. Спектральным анализом в скв. С74 в инт. 23,0–27,4 м определено содержание меди – 0,7 % и серебра – 1,5 г/т. По данным химического анализа, в скв. С64 в инт. 125,0–138,0 м установлено содержание меди от 0,14 до 0,73 %, среднее по интервалу 0,34 %. В инт. 127,0–130,0 м содержание меди составляет от 0,31 до 0,73 %, среднее – 0,49 %. В инт. 125,0–130,0 м зафиксировано содержание цинка от 0,06 до 0,15 %, среднее – 0,09 %, в инт. 127,0–130,0 м среднее содержание цинка также 0,09 %. Содержание серебра в

первом интервале колеблется от 1,0 до 9,75 г/т, среднее на первый интервал – 2,95 г/т, на интервал 127,0–130,0 м – 4,47 г/т.

По вторичным ореолам на участке оконтурена рудогенная литохимическая аномалия (III-3-8) с содержанием (%): Cu 0,004–0,006, Zn 0,012–0,030, Mo 0,0002–0,0005, Ba 0,04–0,06, Co 0,002–0,004; Ag 0,2–1,0 г/т. В своей западной части она сопряжена с комплексной аномалией магнитного поля и вызванной поляризации (III-3-9).

Исследование рудного керна при заверке проявления показало, что рудная минерализация локализована в толще переслаивающихся metabазальтов и метапесчаников и представлена преимущественно пирротинном, реже пиритом и иногда халькопиритом, который является наиболее поздним минералом рудной ассоциации. Ассоциация вторичных минералов представлена ковеллином, халькозином и медной зеленью, приуроченными к плоскостям сланцеватости пород. Metасоматические изменения проявлены слабо и выражены карбонат-кварц-хлорит-серицитовым парагенезисом минералов. Кроме того в шлифах отмечены альбит, апатит, эпидот, сфен. В протолочных пробах установлены турмалин, ортит, циркон, калиевый полевой шпат. В единичных знаках присутствуют гематит, магнетит, пирит, сфалерит, один знак касситерита. Содержание меди, по данным спектрального приближенно-количественного анализа, не превышает 0,4 %. Атомно-абсорбционным анализом в пробах установлено содержание золота – от 0,14 до 0,24 г/т. Повышенное количество золота установлено также в малом теле монзонитов манарагско-сивьягинского комплекса ($\mu V/ms$), закартированном авторами в пределах Талтминского участка [67].

Проявление Речное (IV-3-15) находится в среднем течении р. Яны-Манья, в 1 км восточнее устья р. Хунтынья. Сульфидная минерализация на участке проявления выявлена при проведении картировочного бурения (скважины 1–5) Вольинской партией в 1967 г. [69]. Максимальное содержание меди установлено спектральным анализом в кварцевых риолитах, вскрытых скв. 4 (%): 0,2 на гл. 6,0 м; 1,0 в инт. 11,6–12,6 м; 0,5 на гл. 85,1 м; 0,1 на гл. 89,0 и 95,0 м. Свинец и цинк присутствуют в пробах в количестве до 0,1 %. В хлорит-кварцевых сланцах содержание меди не превышает 0,1 % (скв. 2 на гл. 28,5 м).

Последующими геофизическими исследованиями [123] на участке была оконтурена аномалия ВП № 112 (IV-4-12), выраженная в понижении сопротивления от 4000–8000 до 500–1000 Ом·м. В ее пределах выделены три локальные аномалии. Для первой из них, расположенной в южной части участка, определена глубина до центра 187 м и радиус 62 м. Центральная аномалия по характеру параметров соответствует объекту довольно больших размеров – мощность его около 100 м, простирание порядка 300 м, глубина до верхней кромки пласта 30 м. Для третьей (северной) локальной аномалии глубина до центра объекта составляет 770 м.

На участке выделена также комплексная (медь, цинк, свинец, кобальт, серебро, барий) генерализованная литохимическая аномалия № 100 (IV-3-12) общей площадью около 21 км². Аномалия характеризуется развитием четко проявленных моноэлементных ореолов, часто совмещенных контурами, с содержанием (%): меди 0,005–0,050 на фоне 0,0009, серебра – 0,00002–0,0002 на фоне 0,000005. В пределах аномалии шлиховым опробованием руслового аллювия р. Яныманья установлено наличие знаков халькопирита, галенита, блеклых руд, весовых содержаний пирита и марказита. Из метасоматитов пирит-серицит-кварцевого состава были отобраны штучные пробы. По результатам химического анализа, содержание в них (%): Cu – до 0,3, Zn – до 0,26, Pb – до 0,4.

Участок проявления сложен двумя комплексами пород – метатерригенными толщами мороинской свиты (RF_3mr) и саблегорскими субвулканическими образованиями (βRF_3sb_1 , λRF_3-Vsb_2). В составе мороинских отложений различают альбит-хлорит-слюдисто-кварцевые, альбит-карбонат-слюдисто-кварцевые, кварц-альбит-хлорит-слюдистые сланцы, в том числе углеродистые и углеродсодержащие. Породы мороинской свиты представлены вулканогенными разностями, среди которых преобладают сланцы по основным вулканитам – амфибол-полевошпат-хлоритовые, амфибол-хлорит-полевошпатовые, глаукофан-полевошпат-хлоритовые. Саблегорские субвулканические образования представлены дайками и силлами риолитов и долеритов.

Территория листа характеризуется весьма сложным тектоническим строением. Здесь находятся два крупных субмеридиональных разлома, сопровождающихся грабенами, и сеть диагонально ориентированных разрывов.

При проведении прогнозно-поисковых работ 2007–2009 гг. [113] выделено несколько минерализованных зон, которые контролируются разрывными нарушениями и локализуются на

контакте метатерригенных и метавулканогенных пород. Западная минерализованная зона выделена в бортовой части грабенообразной структуры и ограничена субмеридионально ориентированными разломами. Протяженность зоны – 2 км, ширина – от 150 до 400 м. В восточной части участка прослежена наиболее протяженная (4 км) минерализованная зона, примыкающая к разлому. Средняя ширина ее – порядка 200 м. Выделяется зона в метатерригенных сланцах также на контакте с метавулканогенными. В центральной части участка выделена третья минерализованная зона, приуроченная к блоку, ограниченному тектоническими нарушениями, в пределах пластины надвига. Протяженность минерализованной зоны – 1250 м, ширина – около 150 м. В восточной зоне скважинами и канавами вскрыты пирит-карбонат-хлорит-слюдистые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов. В ассоциации с пиритом постоянно присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит, реже халькозин, борнит и барит в единичных знаках. Минерализация прослеживается до глубины 200 м и более.

В скв. С5 в инт. 39,0–40,0 м по результатам химического анализа установлено содержание меди до 0,77 %, серебра – 2,87 г/т, золота – 0,14 г/т. В скв. С80 на глубине 181,0–194,9 м спектральный анализ показал содержание цинка 0,3–0,9 %, серебра 1,0–2,0 г/т. В западной зоне скв. С11 пройдена по углеродистым сланцам с вкрапленностью пирита, халькопирита, халькозина, реже галенита и сфалерита в инт. 30,0–110,0 м. В пробах установлено содержание серебра – от 1,0 до 1,5–2,0 г/т спектральным анализом и от 1,6 до 6,5 г/т – атомно-абсорбционным. В центральной зоне в скв. С101 сульфидная минерализация встречается в метатерригенных сланцах до глубины 120 м. Атомно-абсорбционным анализом обнаружено серебро: в инт. 79,8–81,8 м – 2,0 г/т, а в инт. 92,8–98,8 м – от 3–4 до 60 г/т, в среднем 13,9 г/т [113].

Авторами в пределах проявления зафиксирован петрографический контроль оруденения: в базальтах развиты преимущественно медные минералы, в риолитах – свинцово-цинковые. При этом основные породы подвергаются площадной пропилитизации, а кислые – березитизации. Прослежено две зоны березитизации, приуроченные к крупному разлому меридионального простирания, где наблюдается интенсивное смятие и рассланцевание пород. Непосредственно в зоне разлома картируется полоса метасоматитов мощностью 30 м. В 500 м к юго-востоку находится вторая зона березитизации риолитов мощностью 20 м. Суммарно по выходам пород рудно-метасоматическая система образует полосу мощностью 200 м. По данным спектрально-приближенно-количественного анализа бороздовых проб из метасоматитов, содержание в них (%): Pb – до 0,18, Zn – до 0,04, Mo – до 0,001; Ag – до 2 г/т; установлено характерное для кислых эффузивов саблегорской свиты повышенное содержание Se (до 0,1 %). В шлихах, отобранных из участков окисления березитов, отмечены гематит, пирит, ильменит, хромшпинелиды, рутил, сфен, циркон, единичные знаки сфалерита, галенита и золота. На фоне полиметаллической ассоциации минералов проявляется группа редкоземельно-редкометалльных минералов – ортита и тантало-ниобатов. По результатам атомно-абсорбционного анализа, содержание золота в пробах, отобранных из коренных выходов березитов проявления, составило от 0,02 до 0,37 г/т.

В разрезе пропилитизированных базальтов наблюдаются зоны мощностью до 10 м существенно хлоритизированных пород с согласными сланцеватости кварц-карбонатными мало-мощными жилами и прожилками. Породы по плоскостям сланцеватости содержат примазки медной зелени, в ряде случаев отмечаются кварцевые жилки мощностью до 5 см с вкрапленностью борнита. Рудные минералы, установленные в тяжелой фракции протолочных проб, представлены ковеллином, гематитом, борнитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом. По результатам атомно-абсорбционного анализа, содержание золота в пробах составляет от 0,11 до 0,17 г/т [67].

В целом, по минералого-геохимическим особенностям и условиям размещения минерализации проявления Талтминское и Речное очень близки между собой и отнесены авторами к медно-кварц-сульфидной рудной формации. В то же время по своим характеристикам эти проявления аналогичны объектам, расположенным южнее рассматриваемого листа в той же меридиональной полосе, и исследованным авторами ранее на территории листа Р-40-ХІІ (участок Янгтумп) [66, 68].

Кроме проявлений, в центральной полосе зафиксировано 10 пунктов медной минерализации (I-3-9, II-3-10, II-4-6, III-3-3, IV-3-5, IV-3-6, IV-3-10, IV-3-14, IV-3-16, IV-4-11), наиболее изученные из которых рассматриваются ниже.

Пункт минерализации II-4-6 установлен в борту ручья с отметкой устья 208,1 м (левый приток р. Волья), фиксирующего выдержанную тектоническую зону. В обнажении наблюдаются

серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы мороинской свиты (RF_3mr), интенсивно разлитованные, полосчатые за счет чередования кварц-карбонатных и серицит-хлоритовых слоев, с пустотами выщелачивания и медной зеленью по плоскостям сланцеватости. Здесь же картируется тело интенсивно рассланцованных субвулканических тел саблегорской свиты (BRF_3sb_1). Зона минерализации, сопровождающаяся окварцеванием, серицитизацией, гематитизацией и карбонатизацией пород, прослеживается к югу (к устью ручья) на протяжении 2 км. На отдельных участках проявляется видимая медная минерализация, представленная вкрапленностью халькопирита, налетами малахита. Содержание меди – 0,5 %, бария – 0,65 %.

Пункт минерализации I-3-9 расположен на левобережье р. Волья (выс. 598 м) и тоже обнаруживает связь с разломом субмеридионального простирания. В делювии среди туфов и базальтов саблегорской свиты (RF_3sb_1) обнаружены обломки жильного кварца с пиритом, халькопиритом и малахитом. По данным химического анализа, содержание меди в штучных пробах составляет от 0,03 до 0,2 %. В коренном залегании оруденелые породы не вскрыты [47].

В пункте минерализации IV-3-10 описаны развалы среднезернистых катаклазированных гранитов сысьинского комплекса ($\gamma RF_3?ss_3$) с вкрапленностью пирита и халькопирита. Очевидно, эта точка может позиционироваться как прямой поисковый признак на меднопорфировое оруденение, связанное с сысьинскими гранитами.

На площади центральной полосы оконтурено 12 литохимических ореолов меди, большей частью комплексных. Два из них сопряжены с проявлениями Талтминское (III-3-10) и Речное (IV-3-15) и описаны выше. Ореол меди с бериллием и молибденом выделен на южном продолжении Турупьинской редкометалльной зоны (II-3-2) над породами мороинской (RF_3mr) свиты. К западу от Турупьинского проявления в междуречье Бол. Турупья–Туяхланья (верховья) находится молибденово-цинково-медный ореол (I-4-7), вытянутый в северо-восточном направлении. Шурфами здесь вскрыты сланцы углеродисто-полевошпат-кварцевого, серицит-полевошпат-кварцевого составов с вкрапленностью пирита и включениями желто-бурых охр. Спектральный анализ металлометрических проб показал медь – до 0,01 %, цинк – до 0,01 % и молибден – до 0,0005–0,001 %. Два аномальных контура – один с титаном (II-3-8) и один со свинцом и молибденом (II-3-11) зафиксированы в верховьях р. Тильтильма в поле развития саблегорских вулканитов (RF_3sb_1). Еще два небольших ореола – со свинцом и молибденом линейно вытянуты вдоль Западного (по В. С. Митюшевой) глубинного разлома (III-3-5 и III-3-11). Протяженный генерализованный аномальный контур меди со свинцом, цинком, кобальтом и серебром (III-4-10) располагается в меридиональном направлении над породами мороинской свиты вдоль границы рифейских и ордовикских отложений. Южнее два сближенных ореола меди со свинцом и серебром протягиваются над саблегорскими толщами вдоль восточного склона высоты с отм. 443 м (IV-3-3, IV-3-4). Наконец, аномалия меди с цинком и серебром (IV-3-8) приурочена к сысьинским гранитоидам, прорывающим саблегорскую свиту.

Из 35 аномальных точек (включая комплексные), выявленных в центральной полосе, 26 приурочены к породам саблегорской свиты (RF_3sb_1), четыре – мороинской (RF_3mr), три – хобеинской (RF_3hb) и по одной к пуйвинской свите (RF_2pv) и гранодиоритам сальнеро-маньхамбовского комплекса ($\gamma \delta V-Cs_2$).

В юго-восточной части центральной полосы оконтурены также четыре геофизические аномалии вызванной поляризации и магнитного поля (III-3-9, III-4-5, IV-3-2, IV-4-12). Первая из них соответствует Талтминскому проявлению (III-3-10), последняя – Речному (IV-3-15), две другие сопряжены с комплексными литохимическими ореолами меди, свинца и цинка (III-4-10 и IV-3-3, IV-3-4).

В Западно-Тагильской зоне из семи пунктов минерализации четыре (III-4-11, IV-4-5, IV-4-7, IV-4-8), приурочены к породам шемурской свиты ($O_3-S_1\dot{sm}$) и три (III-4-3, III-4-4, III-4-9) – к плутоническим габбро-диоритовым ассоциациям.

В пункте минерализации IV-4-8, расположенном по р. Маньманья в районе тригопункта Ореховый и выше по течению реки в вулканитах наблюдается вкрапленность пирита и налеты медной зелени. В металлометрических пробах, отобранных из близлежащих обнажений, содержание меди, по спектральному анализу, составило 0,01–0,05 %. В других пунктах также зафиксирована тонкая вкрапленность пирита в метадолеритах.

В долине р. Хомес в породах шемурской свиты оконтурена литохимическая аномалия, вытянутая в северо-западном направлении (IV-4-1). На площади аномалии описаны многочисленные точки и небольшие зоны пиритизации в гидротермально измененных осветленных породах. Изредка отмечается вкрапленность пирротина, халькопирита и налеты медной зелени.

Спектральный анализ коренных проб, отобранных по р. Хомес, показал содержание меди до 0,01–0,02 %, в единичных пробах – 0,05 % [67].

В обнажениях по левому борту р. Воля выделены *пункты минерализации* III-4-3 и III-4-4, расположенные в зоне контакта габброидов качканарского (vO_3k_2) и диоритов петропавловского (δS_4p_2) комплексов, в которых отмечаются участки пород шлировидной формы, интенсивно хлоритизированных и эпидотизированных. В них часто отмечается вкрапленность пирита, халькопирита и гнездовые скопления магнетита. Содержание меди – 0,1 %, цинка – 0,02 %. По своей геологической позиции эти объекты аналогичны Хомесскому проявлению (IV-4-3) и, по-видимому, также образовались в результате перераспределения первично-магматической минерализации в результате гидротермальной активности диоритов. Как и Хомесское проявление, эти пункты сопровождаются геофизическими аномалиями ВП, М (III-4-1, III-4-7, IV-4-9). Самая северная из них находится в междуречье Талтма–Воля у восточной границы листа (III-4-1), в контактовой зоне габбро качканарского комплекса (vO_3k_2) с диоритами петропавловского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса (δS_4p_2). Величина магнитной восприимчивости горных пород в контуре аномалии достигает 9267×10^{-6} CGSM. В контуре аномалии и вблизи него установлены два пункта минерализации (III-4-3, III-4-4) и две аномальные литохимические точки меди и цинка. В верховьях р. Семья в тех же породах оконтурена вторая магнитная аномалия (III-4-7), с которой сопряжен пункт минерализации меди (III-4-9). К югу от Хомесского проявления над юрскими отложениями, перекрывающими диориты, интрузирующие шемурские отложения, зафиксирована третья аномалия (IV-4-9), которая, возможно, фиксирует южное продолжение рудной зоны.

Еще два литохимических ореола – собственно-медный в долине р. Маньманья (IV-4-6) и комплексный (Cu, Cr, Ni) в долине р. Талтма (III-4-12) локализуются над габброидами качканарского комплекса (vO_3k_2). Ореолы объединяют серии сближенных точечных аномалий, связанных с тонкой редкой вкрапленностью пирита в тремолитизированных габброидах.

В Зилаиро-Лемвинской СФЗ известен один *пункт минерализации меди* (III-4-8), где при документировании канавы описаны налеты азурита и малахита в сланцах хлорит-эпидот-серицит-кварцевого состава с участками окварцевания в хомасьинской ($O_{1-2}hm$) свите. Спектральный анализ показал содержание (%): меди – 0,05, никеля – 0,05, кобальта – 0,01, цинка – 0,01. Здесь же зафиксированы четыре точечные литохимические аномалии меди, иногда в ассоциации с никелем.

В елецких фациях один пункт минерализации, одна площадная и две точечные геохимические аномалии локализованы в породах тельпосской свиты (O_4tl). В пункте минерализации (I-2-17) в левом борту р. Щугор описана зона сульфидной минерализации в песчаниках протяженностью 30 м. Содержание сульфидов в породах 5–8 % [7]. Содержание меди в площадной аномалии (I-3-1) – 0,004 %, в точечных – 0,02 %.

Свинец в пределах территории листа образует семь пунктов минерализации, девять площадных и 19 точечных геохимических аномалий. Среди ореолов три собственно свинцовых и шесть комплексных – с медью, цинком, серебром, молибденом. Из аномальных точек 16 свинцовых, два с медью и один с молибденом. Тесная ассоциация с медью, реже цинком, молибденом и серебром дает основания предположительно отнести свинцовую минерализацию, как и медную, к медно-кварц-сульфидной рудной формации.

Пункты минерализации (I-1-16, I-1-7, I-1-5, II-1-1, II-1-8, II-1-10, II-1-15) выделены на северо-западе рассматриваемой территории, где галенит был установлен в протоочных пробах из пород лаптопайской (V_2-Clp) и саблегорской (RF_3sb_1) свит (кварцитопесчаники и метадолериты). Свинец в количестве 0,2 % установлен в пункте минерализации вблизи Речного проявления (IV-3-15). Галенит также нередко фиксируется в шлиховых пробах по ручьям Извилистый (правый приток р. Понья), Снежный (правый приток р. Тельпос-Ю) и Длинный (левый приток р. Тельпос). Представлен он неокатанными кристаллами стального-черного цвета. Содержание галенита в шлихах – 1–4 знака, в протоках – до 0,08 г/м³ [88].

Три свинцовых литохимических ореола низкой интенсивности (0,0005–0,0007 %) в коренных породах оконтурены в юго-западной части площади листа. Два из них (III-1-1, III-1-9) локализуются в саблегорских вулканитах, и один (IV-1-22) – в гранитах сальнеро-маньхамбовского комплекса ($\gamma V-Cs_2$) в Ильяизском массиве. В центральной части листа в верховьях р. Тильтильма в почвах над основными вулканитами саблегорской свиты выделен небольшой (2000 × (200–800) м) молибденово-медно-свинцовый ореол (II-3-11) с более высокой концен-

трацией элементов (Pb – 0,01 %, Cu – 0,01 %, Mo – 0,001 %). В пяти других комплексных ореолах ведущим элементом является медь, в одном – молибден. Все они локализованы над породами саблегорской свиты. Концентрация свинца в них находится на уровне 0,002–0,005 %. К саблегорской свите приурочены также практически все точечные аномалии.

Цинк. Цинк на территории листа встречается редко. В ассоциации с медью присутствует в рудах двух проявлений (Талтминское и Речное) и двух пунктов минерализации, в четырех комплексных литохимических ореолах и семи точечных аномалиях. Его содержание на Талтминском проявлении (III-3-10) не превышает 0,6 %, на Речном (IV-3-15) и в близлежащем пункте минерализации (IV-4-11) – 0,2 %, а в пункте минерализации III-4-4 в габброидах качканарского комплекса (vO_3k_2) – 0,02 %.

Аномальные концентрации цинка установлены в четырех комплексных литохимических ореолах – на участках Талтминское (III-3-10) и Речное (IV-3-15) проявлений, в диоритах сыснинского (δRF_3ss_2) комплекса (IV-3-8) и в обширном обобщенном аномальном контуре на границе мороинской (RF_3mr) свиты с лемвинскими фациями палеозоя (III-4-10). Концентрация цинка в аномалиях – 0,003–0,030 %.

Собственно цинковая аномальная точка зафиксирована в породах саблегорской свиты вблизи пунктов минерализации меди и свинца (II-1). Шесть цинково-медных точечных аномалий распределены следующим образом: три в саблегорской свите (II-3, III-3, IV-3), 2 (III-4) – в породах габбро-диоритовой ассоциации качканарского (vO_3k_2) и петропавловского (δS_2p_2) комплексов вблизи пунктов минерализации меди и цинка и один – в гипербазитах салатимского (ΣO_2sl) комплекса. Наконец, одна цинково-медно-никелевая точка (III-3) находится в тектонической зоне, разделяющей пуйвинскую (RF_2pv) и мороинскую (RF_3mr) свиты. Концентрация цинка в точечных аномалиях над саблегорской свитой – 0,005–0,05 %, над габбро-диоритовыми породами – 0,01–0,02 %, в тектонической зоне – 0,05 %.

Сфалерит встречен также в трех шлихах по р. Хальмерья (левый приток р. Щугор) в количестве 1–2 знаков в виде обломков неправильной формы медово-желтого цвета с алмазным блеском [90].

Никель выделен совместно с хромом, реже с медью и кобальтом, в контурах восьми литохимических ореолов и в 23 точечных аномалиях.

Как отмечалось выше, в разд. «Хром», шесть ореолов (II-4-4, III-4-2, III-4-6, III-4-13, IV-4-4, IV-4-10) приурочены к телам серпентинитов салатимского комплекса (ΣO_2sl) и два (II-4-8, III-4-12) оконтурены в габброидах. Концентрация никеля в ореолах над гипербазитами незначительная – от 0,006 до 0,020 %. Исключение составляет ореол над Ларкенсавытским массивом (II-4-4), в котором содержание (%) никеля – 0,2, хрома 0,5 и кобальта – 0,02. Такой же интенсивностью обладает ореол (II-4-8) над габброидами тагило-кытлымского комплекса ($vS_{1-2}tk$), включающими тела плагиогранитов ($p\delta S_2p_3$) и диоритов (δS_2p_2) петропавловского комплекса, расположенный к юго-востоку от Ларкенсавытского массива. Еще один сложный комплексный ореол (III-4-12) в пределах развития габбро качканарского комплекса (vO_3k_2) характеризуется аномальным содержанием (%) следующих элементов: Cu – 0,02, Cr – 0,2, Ni – 0,1, Co – 0,01, Zn – 0,02.

Точечные аномалии отмечаются в разных породных комплексах. В Западно-Тагильской зоне никель совместно с хромом встречается в аномальных концентрациях в почвах над гипербазитовыми телами – 5 точек (II-4, III-4) и с медью над габброидами – три точки (II-4, III-4). В лемвинских фациях в породах саранхапнерской и хомасьинской нерасчлененных (ϵ_3-O_2sr-hm) и хомасьинской ($O_{1-2}hm$) свит установлено пять аномальных точек никеля с медью и иногда с кобальтом (I-3, II-4).

В Ляпинской СФЗ никель обычно вместе с медью, в единичных случаях самостоятельно, либо с хромом или кобальтом образует локальные аномалии в породах саблегорской (RF_3sb_1) свиты – пять точек (II-3, IV-3), мороинской (RF_3mr) – две точки (II-4), единичная точка зафиксирована в пуйвинской свите (RF_2pv). Пределы содержания никеля в рыхлых отложениях от 0,0005 до первых десятых долей процента в единичных пробах, хотя минералы никеля не обнаружены.

Кобальт в пределах рассматриваемой территории листа встречается в ассоциации с медью, хромом и никелем и входит в шесть площадных литохимических ореолов и 23 точечные аномалии.

В Западно-Тагильской зоне кобальт присутствует в количестве 0,01–0,02 % в ореоле над Ларкенсавытским гипербазитовым массивом (II-4-4) салатимского комплекса (ΣO_2sl) и в прилегающей к нему на юго-востоке аномалии над габброидами тагило-кытлымского ($vS_{1-2}tk$) комплекса (II-4-8), а также в аномалии над телом габбро качканарского (vO_3k_2) комплекса (III-4-12).

В Ляпинской СФЗ кобальт установлен в литохимических аномалиях проявлений Талтминское (III-3-10) – 0,002–0,004 % и Речное (IV-3-15) – 0,003–0,010 % и слабо проявлен в небольшом ореоле бария (II-4-5) над породами мороинской свиты (RF_3mr) – 0,005 %.

Точечные аномалии включают пять собственно кобальтовых точек на севере площади листа (I-3) [47] с концентрацией 0,01 %, из которых три находятся над породами саблегорской свиты (RF_3sb_1) и две – над нерасчлененными саранхапнерскими–хомасьинскими отложениями (C_3-O_2sr-hm), и 18 комплексных, расположенных следующим образом: над саблегорскими вулканитами – 10 с концентрацией от 0,005 до 0,02 % (II-3, III-3, III-4, IV-3), над салатимскими гипербазитами – четыре с содержанием 0,01–0,02 % (II-4, III-4), над габброидами – 2 по 0,01 % (II-3, III-4) и по одной над хомасьинской ($O_{1-2}hm$) – 0,01 % и мороинской (RF_3mr) – 0,02 % свитами.

Молибден на площади листа Р-40-VI представлен только литохимическими аномалиями, среди которых семь площадных и 12 точечных.

К собственно молибденовым отнесен только один ореол (II-3-9), расположенный в междуречье Тильтильмы и крупного правого безымянного притока р. Воля (верховья). Аномалия локализуется над породами саблегорской свиты (RF_3sb_1) в экзоконтакте риолитового тела лаптопайского субвулканического комплекса (λV_2-Clp_1). Протяженность ее – 2 км, ширина – 200–800 м. При заверке шурфами в одной пробе установлено содержание молибдена 0,0005 % [98].

Южнее, в той же меридиональной полосе, вдоль Западного (по Митюшевой) глубинного разлома располагаются три комплексных ореола: медно-молибденово-свинцовый (II-3-11), медно-молибденовый (III-3-5) и свинцово-медно-молибденовый (III-3-11). Все они приурочены к породам нижней подсвиты саблегорской свиты (RF_3sb_1), включающим дайки и штоки риолитов лаптопайских субвулканических образований (λV_2-Clp_1). Концентрация молибдена в них составляет 0,001 %.

Два комплексных ореола с молибденом находятся в пределах Турупьинского редкометалльного рудного узла. Молибденово-цинково-медный ореол (I-4-7) расположен в 2 км западнее Турупьинского проявления, и молибденово-медно-бериллиевый – на южном продолжении рудной зоны (II-3-2). Аномалии приурочены к границе между саблегорской (RF_3sb_1) и мороинской (RF_3mr) свитами. Концентрация молибдена в первом из них составляет до 0,0005 %, во втором – 0,0005–0,001 %.

Наконец, аномальное количество молибдена установлено в литохимическом ореоле Талтминского проявления (III-3-9). Содержание Мо в ореоле составляет 0,002–0,005 %.

Точечные аномалии молибдена концентрируются на двух участках. Четыре из них тяготеют к рассмотренной выше цепочке ореолов вдоль Верхнеталтминского (12) разлома (II-3, III-3), а остальные сосредоточены на юго-западе листа в окрестностях Ильяизского гранитного массива (III-1, IV-1), локализуясь как в самих гранитах, так и во вмещающих его саблегорских и мороинских породах. Одиннадцать аномальных точек являются собственно молибденовыми, одна – свинцово-молибденовая. Концентрация молибдена в зоне Верхнеталтминского разлома – от 0,0005 до 0,002 %, в районе Ильяизского массива – 0,001–0,003 %.

Вольфрам в форме шеелита широко распространен в русловых отложениях на северо-востоке и юго-западе рассматриваемой территории, где он выделен в составе одного самостоятельного (I-4-5) и 11 комплексных шлиховых потоков. Кроме того, установлено пять точечных литохимических аномалий, в числе которых четыре собственно вольфрамовых и одна комплексная мышьяково-иттриево-вольфрамовая.

Наиболее высокая концентрация шеелита установлена в бассейне р. Бол. Турупья (I-4-1, I-4-2, I-4-3, I-4-5), где вольфрам является ведущим элементом. Количество шеелита составляет от 10–20 до 50–60 знаков на шлих, что соответствует содержанию 0,01–0,05 г/м³. В одной из проб за северной рамкой листа встречено 124 знака, однако коренной источник вольфрама на сегодня не установлен [100]. Ореол распространения шеелита прослеживается и в южном направлении. Он является основным рудным минералом в шлиховом потоке р. Мал. Туяхланья (I-4-10) и нередко встречается в пробах по рекам Туяхланья (I-4-15) и Воля (II-3-3).

Вместе с шеелитом в северо-восточном россыпном узле практически всегда присутствует золото в количестве до $0,01 \text{ г/м}^3$. Кроме того, постоянным минералом русловых отложений здесь является циркон. Его концентрация в вольфрамсодержащих потоках р. Бол. Турупья (I-4-2) не превышает 1 г/м^3 , а по рекам Мал. Туяхланья (I-4-10), Туяхланья (I-4-15), Воля (II-3-3) – достигает 5 г/м^3 .

Второй россыпной узел выделен на юго-западе территории, в бассейне р. Щугор, в истоках и верховье которого шеелит присутствует в 90 % проб, уступая по распространенности только монациту. Содержание шеелита здесь в среднем составляет сотни миллиграммов на 1 м^3 , максимальное – от первых граммов до 40 г/м^3 . Форма зерен угловато-округлая, близкая к изометричной или толстотаблитчатая угловатая, иногда отмечаются зерна неопределенной формы. Цвет шеелита серовато-белый и желтовато-белый с шелковистым блеском; минерал в основном непрозрачный, но иногда просвечивает. Размер – от 0,1 до 0,6 мм [86].

Во всех вольфрамсодержащих шлиховых потоках юго-западной части (IV-1-30, IV-1-39, IV-1-40, IV-1-34, IV-1-38) широко распространены монацит, ортит, урансодержащий циркон, реже встречается ксенотим, в единичных пробах определен торит. Концентрация монацита, ортита и циркона – $0,01\text{--}0,05 \text{ г/м}^3$, ксенотима и торита – не выше $0,01 \text{ г/м}^3$. В потоках по р. Щугор (IV-1-40) и его левому притоку р. Понья (IV-1-32) шеелит накапливается совместно с золотом, содержание которого – $0,01 \text{ г/м}^3$ [89].

Точечные геохимические аномалии вольфрама установлены на правом берегу р. Щугор (I-3), в районе верхнего течения р. Воля [47]. Три из них приурочены к породам хобейнской (RF_3hb) и два – к саблегорской ($\text{RF}_3\text{--V}_{\text{sb2}}$) свит, но всегда вблизи разломов.

Олово в пределах листа присутствует в 10 шлиховых потоках. Собственно касситеритовый шлиховой поток установлен по первому сверху левому притоку р. Мал. Туяхланья (I-3-7). Оловянно-редкоземельные потоки локализуются в русловых отложениях р. Волоковка (I-3-3), Мал. Нассорья (I-3-2), руч. Ворша-Шор (I-2-14) и левого притока р. Мороя (I-2-16), циркониево-оловянно-редкоземельные – по р. Щугор (I-2-18) и его притокам: правому (I-3-8) и левому (I-2-6) безымянным, руч. Удивительный (I-2-15), а также в верховьях р. Воля (I-3-5).

Содержание касситерита в шлихах не превышает 10 знаков и составляет $0,01\text{--}0,05 \text{ г/м}^3$. Размер зерен – от 0,15 до 0,35 мм, форма неправильная округло-угловатая и угловатая, окраска буро-коричневая и красновато-бурая, иногда зональная [47]. В протолочках из коренных пород касситерит не был обнаружен, источник сноса не установлен [90].

Олово в форме касситерита часто присутствует в рыхлых отложениях водотоков в северной части листа (I-2, I-3), в бассейне р. Щугор и на прилегающих территориях, где входит в состав 10 шлиховых потоков. Аномальная концентрация олова установлена также в литохимическом ореоле редкометалльного проявления р. Бол. Турупья ($0,001\text{--}0,002 \%$).

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий входит в состав руд редкометалльного проявления Бол. Турупья (I-4-11), которое охарактеризовано ниже, в разд. «Тантал и ниобий». Кроме того, он встречается в виде литохимических аномалий, из которых три площадных и 10 точечных. Аномалии концентрируются на трех пространственно разобщенных участках.

На проявлении содержание бериллия достигает 0,079 % в рудном теле № 2. Минералы бериллия представлены гентгельвином, фенакитом и эвклазом. Диагностика их проведена оптическими методами, подтверждена рентгенометрическим и лазерным микроспектральным анализами [75]. Наиболее распространен гентгельвин, который образует порфиробластические зерна со многими минеральными включениями порообразующих и акцессорных минералов [39]. На северном продолжении рудной зоны в той же структурной позиции выделена аномальная точка, в которой спектральным анализом установлен ряд редких элементов, в том числе и бериллий в количестве 0,05 %. К юго-востоку от проявления находится локальный ореол бериллия с содержанием $0,002\text{--}0,005 \%$ (в масштабе 1 : 200 000 показан как точечная геохимическая аномалия). Южнее проявления в междуречье Мал. Туяхланья–Туяхланья выделена еще одна точка повышенной концентрации бериллия. К юго-западу от участка проявления на западном склоне горы Канась-Савыт оконтурен обобщенный ореол (II-3-2), в котором пространственно совмещены площадные аномалии бериллия, меди и молибдена. Ореол берил-

лия выделен по изоконцентрате 0,002–0,005 %, при фоне 0,00006 %, имеет изогнутую, вытянутую форму и приурочен к контакту между мороинской (RF_3mr), и саблегорской (RF_3sb_1) свитами, образующими синклинальную структуру. В его пределах проходит серия тектонических нарушений, ореол как бы повторяет их направление, центр его приходится на место пересечения разломов. Площадь ореола – 0,1 км². Профиль шурфов, пройденных через него, вскрыл вулканогенные сланцы, габбро, амфиболиты, в которых содержится тонкая, рассеянная вкрапленность сульфидов и магнетита. Спектральный анализ металлометрических проб, отобранных из шурфов, дал следующие результаты (%): Cu – 0,001–0,005, реже 0,01–0,02, Zn – 0,01–0,002, Pb – 0,001–0,002, Mo – 0,0005–0,001 [100].

Второй участок концентрации бериллиевых аномалий выделяется в долине р. Няртсюю (I-2). Здесь оконтурены один собственно бериллиевый (I-2-2) и один комплексный бериллиево-медный (I-2-5) ореолы. Первый из них представляет собой геохимическую аномалию размерами 2350 × 900 м над кислыми вулканитами саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) и оконтурен по минимально-аномальному содержанию 0,00003 %. Второй образован геохимической аномалией размерами 1400 × 300 м над теми же породами, также оконтурен по содержанию бериллия 0,0003 % и пространственно совмещен с аномалией меди (0,01 %). Кроме площадных, на участке зафиксированы две точечные бериллиевые аномалии и одна иттербиево-бериллиевая [47].

Третий участок расположен на юго-западе территории, в окрестностях гранитного массива Илья-Из (IV-1). Здесь зафиксировано пять точечных аномалий бериллия [89]: три в гранитах и две в саблегорских вулканитах в экзоконтакте массива (IV-1) и в тектонической зоне (II-1).

Тантал и ниобий. Тантал-ниобиевая минерализация развита на восточной части площади листа в меридиональной полосе докембрийских отложений, прилегающей к лемвинским фациям, и включает одно проявление, четыре пункта минерализации, одну площадную и семь точечных литохимических аномалий.

В северной части полосы располагается проявление Большая Турупья, с которым сопряжены комплексный литохимический ореол и три радиоактивные аномалии. В районе проявления и к югу от него установлено семь точек с аномальным содержанием редких и радиоактивных металлов, в том числе тантала и ниобия.

Относительно формационной принадлежности ниобиевой минерализации единой точки зрения нет. С. Г. Караченцев и Э. Г. Негурица [100] рассматривают турупьинские метасоматиты как редкометалльные альбититы, сопоставляя их с полярноуральскими. А. В. Калиновский выделяет щелочные метасоматиты – альбититы и щелочно-карбонатные – карбонатиты и, учитывая их связь с Турупьинской кольцевой структурой, считает оруденение более близким к карбонатитоидам, при наличии черт обеих групп формаций [75]. Согласно последним данным, опубликованным О. В. Удоратиной [39], изотопно-геохимические (Rb-Sr, Sm-Nd) и геохимические (REE, Ba, Sr и др.) исследования пород, а также микрозондовые анализы руд однозначно отвергают карбонатитовую природу метасоматитов и свидетельствуют о связи минерализованных зон Турупьинского проявления с альбитизированными и окварцованными хлорит-серицитовыми сланцами, а не с карбонатными породами. На основании этих материалов, а также результатов собственных исследований, приведенных ниже при описании проявления, редкометалльное оруденение относится авторами к рудной формации редкоземельно-редкометалльной апогранитовой и щелочных метасоматитов.

Проявление Бол. Турупья (I-4-11) расположено на водоразделе между реками Бол. и Мал. Туяхланья. Рудоносная полоса шириной около 650 м простирается в меридиональном направлении более чем на 6 км. Проявление выявлено в 1955 г. Центрально-Уральской партией по результатам наземной радиометрической съемки масштаба 1 : 10 000 и состоит из трех аномалий (I-4-6, I-4-12, I-4-13) размерами соответственно 1500 × 330, 800 × 500, 800 × 150 м. На поверхности земли интенсивность общей радиоактивности достигает 70 мкР/ч, в грунтовой воде – 50–60 мкР/ч, в подпочвенном воздухе – 200–300 эман. На участке были проведены площадные геофизические (магниторазведка), металлометрические, горные (канавы, шурфы) поисковые работы и тематические исследования [75]. В результате было установлено, что трассируют рудные зоны щелочных метасоматитов, представленных слюдисто-кварц-альбит-хлоритовыми сланцами с колумбитом, пирохлором, бастнезитом, ортитом, цирконом, гентельвином, эвклазом, фенакитом, флюоритом (размер зерен 0,07–1,2 мм), и щелочно-карбонат-

ных метасоматитов, представленных кальцит-анкерит-доломитовыми жилами и прожилками с апатитом и флюоритом.

Рудоносные зоны приурочены к надвику, разделяющему мороинскую (RF_3mr) и саблегорскую ($RF_3-V_3sb_2$) свиты, вдоль которого образовались узкие тектонические пластины палеозойских пород, представленных хомасьинской ($O_{1-2}hm$) свитой. Для листа характерно развитие узких субмеридиональных складок с крутым падением крыльев. Вмещающие породы в зоне шириной более 600 м интенсивно дислоцированы, несут следы послойного сдвига, широко развиты микроплойчатость. Соотношение редкометалльных метасоматитов с вмещающими породами свидетельствует о после- или позднекладчатом времени формирования метасоматитов и эпигенетическом их характере по отношению к региональному метаморфизму. Возраст мусковита из редкометалльных альбититов определен по K-Ag изохроне в 330–320 млн лет, что соответствует среднекаменноугольному периоду, возраст карбонатного метасоматоза – среднепозднетриасовому. Газово-жидкие включения во всех типах метасоматитов содержат аномально высокие концентрации CO_2 , CO, H_2 , CH_4 , NH_4 , что характеризует восстановительные условия щелочных гидротермальных растворов, несущих редкометалльное оруденение.

На проявлении выявлено семь пластообразных зон, локализующихся в ядрах антиклинальных складок высоких порядков. Рудные тела представлены интенсивно альбитизированными породами, образовавшимися по вмещающим их слюдяно-полевошпат-кварцевым сланцам. Основные параметры радиометрических аномалий и вскрытых рудоносных зон (тел) Турупьинского проявления указаны в табл. 3.

При проведении ГДП-200 авторами детально исследованы минералого-геохимические особенности проявления Бол. Турупья [67].

Т а б л и ц а 3

Основные параметры рудных тел проявления Большая Турупья [98]

Название участка, рудной зоны, тела	Размеры: длина × ширина, м; S – площадь, м ²	Азимут падения/ угол падения, град.	Среднее содержание основных компонентов, %	Среднее содержание попутных компонентов, %
Аномалия № 1	1500 × 380, S – 0,5			
Рудное тело 1	1100 × 22	130–140/50–60	Nb ₂ O ₅ – 0,067 Ta ₂ O ₅ – 0,007	Th – 0,007 BeO – 0,006
Рудное тело 2	1750 × 36	100–120/50–80	Nb ₂ O ₅ – 0,09 Ta ₂ O ₅ – 0,011	Zr – 0,3 Hf – 0,01 BeO – 0,079
Рудное тело 3	1300 × 28	70–80/60–80	Nb ₂ O ₅ – 0,09 Ta ₂ O ₅ – 0,015	Zr – 0,2
Аномалия № 2	800 × 500, S – 0,4			
Западная рудная зона	600 × 20	110–120/60–80	Nb ₂ O ₅ – 0,009 Ta ₂ O ₅ – 0,012	U – 0,005 ΣTR ₂ O ₃ – 0,06 BeO – 0,01
Центральная рудная зона	1000 × 36	230/60–80	Nb ₂ O ₅ – 0,1 Ta ₂ O ₅ – 0,014	Zr – 0,12
Восточная рудная зона	850 × 21 × 150	100–120/60–80	Nb ₂ O ₅ – 0,08 Ta ₂ O ₅ – 0,011	
Аномалия № 3	1500 × 41, S – 0,1			
Рудная зона		80–100/70–80	Nb ₂ O ₅ – 0,12, Ta ₂ O ₅ – 0,013	Th – 0,012 Zr – 0,14 BeO – 0,04

Макроскопически рудоносные породы отличаются от безрудных только по повышенной радиоактивности. В аншлифах чаще всего наблюдается вкрапленность магнетита и сульфиды, образующие линейные агрегаты. Изредка встречается колумбит в виде темно-серых зерен таб-

литчатой, кубической или кривогранной формы, размером в среднем $0,3 \times 0,5$ мм. Минералогический анализ протолочных проб показал, что основную массу легких фракций концентратов составляют жильные минералы: альбит, мусковит, кварц, карбонат. Тяжелые фракции представлены хлоритом, апатитом, флюоритом, турмалином. В подчиненном количестве установлены барит, циркон, лейкоксен, моноклинный пироксен, оливин. Из рудных минералов присутствуют пирит, сфалерит, гидроксиды железа, гематит, магнетит. В единичных знаках отмечены рутил, ильменит, халькопирит, галенит, молибденит, касситерит, самородная медь. Минералы тантала и ниобия в протолочках минералогическим анализом не обнаружены. Однако в зернах серицита обнаружены микроскопические включения, соответствующие по свойствам минералу группы танталита–колумбита.

По данным количественного анализа (ICP MS) установлены (%): Ta – 0,008–0,015, Nb – 0,08–0,15, Zr – до 0,4, $\Sigma TR + Y$ – до 0,085, U – до 0,002, Th – до 0,02, Zn – до 0,09, Pb – до 0,01; Ag – 23–40 г/т, Pt – 0,7–1,2 г/т. Особого внимания заслуживает высокая концентрация Pd – 60–151 г/т.

Околорудные метасоматиты проявления отвечают, по нашему мнению, эйситовой формации. В то же время присутствуют четкие признаки проявления предшествующих эйситизации процессов, соответствующих, по всей видимости, фельдшпатитовой (квальмитовой) метасоматической формации [67]. Таким образом, проявление Бол. Турупья рассматривается авторами как объект редкоземельно-редкометалльной апогранитовой и щелочных метасоматитов рудно-метасоматической формации.

Пункт редкометалльной минерализации (III-3-6) установлен авторами в верховье р. Талтма при заверке участка сближенных точечных наземных радиоактивных аномалий низкой интенсивности (31–35 мкР/ч), установленных предшествующими исследователями [98]. В пределах участка также располагаются небольшие меридионально вытянутые аэроадиоактивные аномалии [120]. Наиболее значительная из них имеет размер 3×1 км и расположена в междуречье Талтма–Тильтильма. Аномалия отражает положение лаптопайских субвулканических образований ($\tau\lambda V_2$ – $\epsilon l p_1$) – сланцеватых темно-вишневых щелочных риолитов, риодацитов, прослеженных по элювию. На южном окончании аномального поля, на правом берегу р. Талтма фиксируется крупноглыбовый развал метасоматитов размерами 150×40 м. В их составе установлены кварц, фенгит, альбит, микролин, рибекит, стильпномелан, рудный минерал, также минералогическим анализом определены моноклинный пироксен, сфен, эгирин, сидерит, апатит. Фиксируются гнездообразные включения агрегатов фиолетового флюорита размером до 1 см. Породы имеют повышенную радиоактивность – 26–30 мкР/ч на фоне 12–15 мкР/ч в неизменных породах. Рудные минералы представлены в основном пиритом. В подчиненном количестве содержатся гидроксиды железа, магнетит. В редких и единичных знаках отмечаются вольфрамит, айкинит, сфалерит, халькопирит, пирротин, рутил, ильменит, гематит. Редкоземельно-редкометалльная ассоциация минералов представлена флюоритом, фергусонитом (по данным РСА), цирконом, ортитом.

Спектральный приближенно-количественный анализ метасоматитов показал (%): Nb – 0,01–0,02, Се – 0,01–0,1, Zr – 0,02, Y – 0,004, Li – 0,001–0,003, Be – 0,001, Sn – 0,001, Mo – 0,001. По данным атомной абсорбции ICP MS, содержание (%): Ta – 0,0014, Nb – 0,01, Zr – 0,03, U – 0,0008, Th – 0,003 [67].

Сближенные пункты минерализации тантала, ниобия, редких земель (IV-3-7, IV-3-9) установлены авторами также в междуречье Яныманья–Хунтынья. Пункты эшелонированно расположены вдоль зоны северо-западного разлома, которая в свою очередь трассируется малыми телами и дайками щелочных риолитов лаптопайских субвулкаников ($\tau\lambda V_2$ – $\epsilon l p_1$). С положением вулкаников совпадают контрастные аэрогеофизические аномалии урана, калия. Редкоземельная и редкометалльная минерализация отмечена в элювии пород, как в самих риолитах, так и в близлежащих метасоматитах. Ультракалиевые риолиты представляют собой темно-серые флюидалные породы и характеризуются повышенным содержанием Nb – 0,005 %, Се – 0,02 %, Y – 0,006 % (по результатам ПКСА). В протолочных пробах установлены гематит, пирит, ильменит, фуксит, ксенотим, танталониобаты группы эвксенита–поликлаза. Метасоматиты сложены преимущественно тонкозернистым калиевым полевым шпатом. В редких и единичных знаках содержатся пирит, циркон, пирохлор, монацит, халькопирит, хлорит, лейкоксен, турмалин, эпидот, ярозит. Спектральным анализом (ПКСА, ICP MS) фиксируется высокое содержание Ba – 0,9 %, Zr – 0,1 %. По результатам атомно-абсорбционного анализа в метасоматитах установлено повышенное содержание золота – 0,16–0,33 г/т [67].

Пункт минерализации редких металлов установлен и в районе проявления Бол. Турупья, в 5 км юго-восточнее него (I-4-14). Расположен в междуречье Туяхланья–Мал. Туяхланья. Редкометалльная минерализация связана с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами, фиксирующимися вблизи тела сиенитов поньинского комплекса (ξC_3-Ppn). По результатам атомной абсорбции (ICP MS) породы характеризуются повышенным содержанием (%): Pb – 0,01, Sn – 0,002, Ag – 0,0008, Nb – 0,03, Ta – 0,001, Zr – 0,01, Ce – 0,01. Основу магнитной и электромагнитных фракций протоочных проб составляют магнетит, гематит, эпидот, ортит. Тяжелая немагнитная фракция практически полностью состоит из циркона, в редких зернах установлены сростания пироклора и ферсмита, в единичных – чевкениита (по данным PCA) [67].

Литохимический ореол (I-4-8), сопряженный с оруденением, оконтурен по первым значащим содержаниям ниобия 0,02 % с максимальным содержанием в отдельных точках до 0,05 %. Площадь ореола – 1,4 км². Пространственно с ним совмещаются аномалии олова и иттрия. Ореол олова также выделен по первым значащим концентрациям (0,001–0,002 %) и имеет площадь 0,5 км². Ореол иттрия проведен по изоконцентрате 0,01 % при местном геохимическом фоне 0,006 %. Площадь ореола – 0,1 км².

В аномальных точках северной части площади листа (I-4) содержание ниобия минимальное – 0,02 %. Расположенная южнее локальная аномалия (II-3-2) носит комплексный характер (%): Zr – 0,1, Nb – 0,005, Ta – 0,001–0,002, ΣTR – 0,05. Точки, установленные в юго-восточной части листа (III-3, IV-3) отличаются от северных более высоким содержанием тантала, примесью меди и цинка и присутствием урана и тория (%): Nb – 0,02, Ta – 0,003, Th – 0,006–0,007, U – 0,00145–0,0020, Cu – 0,02–0,05, Zn – 0,05.

Цирконий в рассеянном виде распространен на территории листа весьма широко, хотя существенных концентраций его не установлено. В форме циркона он присутствует в тяжелой немагнитной фракции практически всех шлиховых проб. Содержание циркона чаще всего не превышает 0,01–0,05 г/м³. На этом фоне выделено 11 шлиховых потоков, в которых количество циркона выше на 1–2 порядка и составляет 1–5 г/м³ и даже больше. В ассоциации с цирконом в этих потоках обычно присутствуют монацит, касситерит, вольфрамит и золото. Эти потоки позиционируются как комплексные цирконсодержащие.

Почти повсеместно цирконий фиксируется в рыхлых отложениях. На фоне концентраций 0,01–0,02 % предшествующими исследователями выделен ряд локальных литохимических аномалий, из которых 12 наиболее контрастных показаны на карте масштаба 1 : 200 000 как точечные.

Основным минералом циркон является в трех шлиховых потоках на северо-востоке площади листа в районе Турупьинского рудного узла. Это потоки по р. Туяхланья (I-4-15), по правому притоку р. Волья (II-3-5) и по самой Волье (II-3-3). Вторым элементом в этих потоках является золото. В потоках по р. Мал. Туяхланья (I-4-10) и левому притоку р. Бол. Турупья (I-4-2) циркон встречается вместе с золотом и шеелитом, а по правому притоку Бол. Турупья (I-4-4) – с монацитом.

Самым высоким содержанием циркона отличается шлиховой поток р. Щугор на отрезке от устья р. Мороя и до северной рамки листа (I-2-18), где циркон встречается в ассоциации с монацитом и касситеритом. В ряде проб в этом потоке концентрация циркона составляет от 10 до 36 г/м³, а на небольшом участке в 3 км ниже устья р. Мороя возрастает до 150 г/м³. Река Щугор здесь протекает преимущественно по породам тельпосской свиты (O_4tl), конгломераты и гравелиты которой рассматриваются как источник сноса [47]. В шлиховых потоках по притокам р. Щугор (I-2-6, I-2-15, I-3-8) количество циркона, как правило, не превышает 5 г/м³. Во всех потоках долины р. Щугор и прилегающей с востока территории (I-3-5) присутствуют монацит и касситерит.

Среди зерен циркона преобладают интенсивно окатанные валикоподобные, овальные до почти сферических. Около трети зерен циркона почти без следов окатанности, хорошо огранены. Габитус обычно дипирамидально-тетрагонально-призматический. Иногда отмечаются ограненные изометрические кристаллы. Окраска основной массы бледно-буровато-розовая, желтовато-розовая, буровато-желтая, реже золотисто-желтая, лиловато-красная, бесцветная. Размер зерен – 0,1–0,15 мм, максимальный – 0,3–0,4 мм [86]. В подавляющем большинстве проб в единичных знаках отмечается циркон урансодержащий. На мелких водотоках он представлен призматическими тетрагональными кристаллами и их обломками. На крупных реках (Щугор, Волья, Волоковка) преобладают зерна округлой и овальной формы, обычно непрозрачные, бурого и беловато-серого цвета. Размер зерен – от 0,05 до 0,5 мм [47].

Литохимические аномалии циркония встречаются также преимущественно на северо-востоке территории листа и не обнаруживают четкой связи с какими-либо породными комплексами. Чаще всего они расположены над образованиями саблегорской (RF_3sb_1) и (RF_3-Vsb_2) свиты – пять точек (II-3, III-3), мороинской (RF_3mr) – три точки (I-4), польинской (O_{2-3pl}) – две точки (II-4) и по одной в салатимских (ΣO_2sl) гипербазитах (II-4) и сальнеро-маньхамбовских ($\gamma\delta V-Cs_2$) гранодиоритах (IV-3). В локальных аномалиях южной части площади листа цирконий ассоциирует с ураном, торием, ниобием (III-3, IV-3).

Редкие земли. Редкоземельные элементы распространены в основном на севере территории листа, где установлены три проявления, две площадные и девять точечных литохимических аномалий. Формационный тип минерализации определяется авторами как редкоземельно-редкометалльный апогранитовый. Редкие земли присутствуют также в рудах медного проявления уч. Западный (I-2-7), определены в площадном бериллиево-медном ореоле и в четырех комплексных точечных литохимических аномалиях. Кроме того, монацит является ведущим минералом 25 шлиховых потоков, расположенных как на севере, так и на юго-западе территории.

Редкоземельные проявления установлены на трех участках – Западном, Восточном и Няртсюю и изучались Вольинской ГПСЦ в 1967–1970 гг. [47].

Проявление Участок Западный (I-2-9) находится на левобережье руч. Няртсюю, в 3 км восточнее горы Тельпос-Из, в непосредственной близости от одноименного проявления меди, обнаруженного при проверке участка на редкометалльное оруденение и расположенного к юго-востоку от него. Как отмечалось выше, в разд. «Медь», участок был рекомендован сотрудниками Коми филиала АН СССР Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом для поисков вольфрамово-редкоземельной минерализации и был обследован Вольинской ГПСЦ в 1966–1967 гг. [47].

Участок приурочен к области контакта пород саблегорской (RF_3-Vsb_2) и лаптопайской (V_2-Clp) свит и включает тела долеритов лаптопайских субвулканических образований (βV_2-Clp_2). Вблизи даек развиваются метасоматиты тальк-серпентин-уралит(актинолит)-полевошпатного состава с большим количеством кальцита и гематита, локализующихся в виде прожилков, линзочек и скоплений неправильной формы. Мощность зон метасоматитов – 20–30 м. В этих зонах минералогическим анализом в десятках знаков установлены оранжит, циртолит, монацит, галенит. Суммарное содержание редкоземельных элементов – 0,06 %.

Проявление Участок Восточный (I-2-8) расположено на правобережье р. Няртсюю, на западном склоне хр. Ууты. Основанием для обследования участка также явились данные М. В. Фишмана и Б. А. Голдина, выявивших здесь в 1966 г. в кислых эффузивах саблегорской свиты (RF_3-Vsb_2) несколько точек с проявлениями вольфрамовой и редкоземельной минерализации. При поисковых работах Вольинской ГПСЦ [47] на участке были пройдены канавы – 2004,9 м³, шурфы – 58,05 пог. м, отобраны бороздовые – 149,35 пог. м, точечные – 90 и штуфные пробы – четыре. Выполнены рекогносцировочные маршруты с радиометрией в масштабе 1 : 10 000.

В геологическом строении участка принимают участие вулканогенные породы саблегорской (RF_3sb_1) свиты и терригенно-осадочные образования тельпосской свиты (O_{1tl}). В структурном отношении участок приурочен к приосевой сложно дислоцированной части синклинали хр. Ууты.

Саблегорская свита сложена эпидот-альбит-хлоритовыми сланцами, порфиоровыми базальтами с подчиненными прослоями тонкоплитчатых туфогенных и филлитовидных сланцев. Приосевую часть синклинали занимают порфиоровые и фельзитовые риолиты. Отложения несогласно перекрываются кварцитопесчаниками, гравелитами и конгломератами тельпосской свиты.

Слагающие участок породы разбиты серией взбросо-сдвигов северо-восточного простирания. Разломы сопровождаются зонами дробления и сопряженными с ними процессами тремолитизации, эпидотизации, хлоритизации. Кислые породы в свою очередь серицитизированы, альбитизированы, окварцованы и эпидотизированы. Вдоль этих зон, мощность которых достигает 2–3 м, в кварцевых риолитах широко развиты тонкие (0,5–2 см) жилы и прожилки, линзочки и гнезда кварцевого или кварц-пьемонтитового состава, в которых установлены кальцит, гранат, гаустингсит, пиролюзит, гематит, реже – ильменит, рутил, сфен. С этими прожилками и связана вольфрам-редкоземельная минерализация, представленная шеелитом и черновитом, наряду с которыми присутствуют акцессорные ортит и циркон (циртолит). Содержание редких

земель, по данным спектрального анализа, составляет от 0,01 до 0,05 %. В отдельных пробах оно достигает 0,1–0,25 %. По результатам химического анализа, сумма редких земель в кислых вулканитах – 0,02–0,06 %. Определено также содержание Ta_2O_5 – не выше 0,005 %.

Проявление Участок Няртсюю (I-2-11) обнаружено при проведении поисковых работ Вольинской ГПСР на участке Западный в 1967 г. и обследовано в 1968 г. [47]. Проявление расположено в 4 км восточнее горы Тельпос-Из. На участке пройдены канавы – 328 м³, проведена металлометрическая съемка – 2 км², выполнено опробование: бороздовое – 12,8 пог. м, точечное – 12 проб, шлиховое – 16 шлихов.

В пределах участка развиты и туфопесчаники и туфоконгломераты лаптопайской (V_2-Clp) свиты, долериты лаптопайских субвулканических образований (BV_2-Clp_2) и риолиты саблегорских субвулканических образований (λRF_3-Vsb_2), отчасти порфировые базальты саблегорской свиты (RF_3sb_1). Лаптопайские долериты контактируют с туфоконгломератами по разлому близ-меридионального простирания, к которому и приурочена редкоземельная минерализация. Минералогическим анализом в бороздовых и точечных пробах выявлены монацит и торит-оранжит. Монацит приурочен к зоне разлома и встречается как в долеритах, так и в туфоконгломератах в десятках знаков. И только в одной пробе из зоны разлома, где туфогенные породы превращены в тонкоплитчатые сланцы, пронизанные тонкими (0,4–0,7 см) кварцевыми прожилками, содержание его достигает 1 %. Представлен монацит призматическими зернами густо-желтой (часто с оранжевым оттенком) окраски размером 0,1–0,3 мм. Торит-оранжит присутствует в виде единичных таблитчатых и неопределенной формы зерен красновато-бурой, желтой, коричневой окраски с алмазным блеском.

По данным спектрального анализа, среднее содержание суммы редких земель – 0,002–0,007 %, в одной пробе – 0,02 %; химический анализ показал 0,02–0,06 %, в одной пробе – 0,1–0,2 %. Содержание Nb_2O_5 составляет 0,001 %, в двух пробах – до 0,010 и 0,018 %; концентрация Ta_2O_5 не превышает 0,002 %. По данным перлово-люминесцентного анализа, содержание урана – 0,001 %. Помимо убогой редкоземельной (и редкометалльной) минерализации в протолочках обнаружены халькопирит и халькозин, обычно в единичных знаках.

В районе описанных проявлений в рыхлых отложениях над кислыми вулканитами оконтурены два площадных ореола иттрия. Один из них (I-2-4) находится к северу от участков Западный и Няртсюю и имеет размеры 1450 × 550 м, второй – к юго-востоку от участка Восточный (I-2-12), его размеры 1200 × 350 м. Обе аномалии выделены по минимальной аномальной концентрации Y – 0,003 %, но в первой из них присутствует также иттербий в количестве 0,0007 %. Такая же концентрация иттербия установлена в бериллиево-медной аномалии (I-2-5), расположенной в 2 км восточнее.

Точечные аномалии иттрия (I-2, II-1, II-3), иттрия и иттербия (I-3), так же как и комплексные иттербиево-иттриево-бариевые, мышьяково-иттриево-вольфрамовая (I-3) и иттербиево-бериллиевая (I-2), связаны с саблегорскими или тельпосскими образованиями.

Монацит в составе шлиховых концентратов встречается практически по всей рассматриваемой территории. Как и другие редкометалльные минералы, он образует два россыпных узла – на севере и на юго-западе листа.

В северном узле монацит является неотъемлемой составной частью аллювиальных отложений бассейна р. Щугор и прилегающих к нему с востока водотоков. Наиболее богатый шлиховой поток с содержанием монацита в большинстве проб не ниже 0,05 г/м³ установлен в нижней части русла р. Щугор (I-2-18) и в долине его первого (в пределах листа) с севера левого притока – руч. Болотный (I-2-1). По другим водотокам бассейна р. Щугор: руч. Ворга-Шор (I-2-14), левый (I-2-6) и правый (I-3-8) безымянные, левые притоки р. Мороя – руч. Удивительный (I-2-15) и Безымянный (I-2-16) преобладают пробы с концентрацией монацита 0,01 г/м³. Такое же количество монацита с отдельными обогащенными до 0,05 г/м³ пробами наблюдается в русловых отложениях водотоков, расположенных к востоку от р. Щугор – реки Волоковка (I-3-3), Мал. Нассорья (I-3-2), Туяхланья (I-3-6), в верховье р. Волья (I-3-5), по правому безымянному притоку р. Бол. Турупья (I-4-4). В ассоциации с монацитом практически всегда находятся касситерит и циркон.

Монацит обычно представлен в шлихах в виде обломков кристаллов призматической формы. Изредка встречаются целые кристаллы. Цвет их бледно-желтый или яркий медово-желтый, иногда мутно-белый. Часто встречаются кристаллы с большим количеством темных точечных включений, придающих минералу бурую окраску. Размер зерен 0,05–0,5 мм. В ассоциации с монацитом в единичных знаках часто присутствует ксенотим в виде осколков тетрагональных

призматических кристаллов светло-желтого цвета размером 0,1–0,4 мм. Блеск смолистый, окатанность средняя. В ассоциации с монацитом и ксенотимом в составе шлиховых концентратов участвуют циркон и касситерит.

В юго-западном россыпном узле максимальные концентрации монацита ($0,05 \text{ г/м}^3$) отмечаются по р. Понья (IV-1-39) и ее притокам – безымянному правому (IV-1-32) и р. Пеленья (IV-1-30). По другим водотокам – собственно р. Щугор в среднем течении (IV-1-40), его безымянным притокам (IV-1-26, IV-1-27), левым притокам р. Понья (IV-1-34, IV-1-38), рек Подчерем (IV-1-18) и Тельпос (III-1-4) с притоком (III-1-7) количество монацита соответствует $0,01 \text{ г/м}^3$. Эти потоки либо практически монацитовые, либо шеелит-монацитовые, в редких случаях с золотом (IV-1-40).

Монацит здесь встречается в уплощенных, таблитчатых, шестоватых изометричных кристаллах, угловатых и окатанных обломках медово-желтого, розовато-желтого, реже желтого, светло-желтого, светло-коричневого цветов. Размер зерен колеблется в основном в пределах 0,05–0,15, иногда до 0,3–0,4 мм [86]. Спектральным анализом в составе монацита установлены (%): La – 5, Ce – 5, P – 0,1, Ba – 0,03, Be – 0,3, Ti – 0,3, Ni – 0,001, Mn – 0,1 [89]. Ксенотим (по сравнению с монацитом) встречается в 20 % проб в количестве 1–2, редко 3 знаков. Образует призматические кристаллы, обломки и окатанные зерна размером 0,1–0,7 мм светло-желтого, розоватого, буровато-желтого цвета, просвечивающие и непрозрачные. Встречается ксенотим чаще всего в шлихах по р. Понья (IV-1-39), ее левому притоку (IV-1-38), р. Подчерем (IV-1-18).

Кроме монацита и ксенотима в шлиховых пробах юго-западного россыпного узла постоянным минералом является ортит. Количество его находится на уровне $0,01 \text{ г/м}^3$. Содержание до десятков знаков встречается в шлихах из бассейна р. Понья (IV-1-39, IV-1-38). Ортит представлен толстотаблитчатыми кристаллами, обломками, удлиненными радиально-лучистыми или землистыми агрегатами размером 0,2–0,5 мм, реже до 1,5 мм. Цвет бурый, коричневатобурый до смоляно-черного, зеленовато-бурый, просвечивающий до непрозрачного. Зерна иногда покрыты серой или буровой оболочкой продуктов метамиктного распада. Однако реакции на уран дали отрицательный результат. По данным спектрального анализа, ортит содержит следующие элементы (%): Ce – 5, La > 5, Al > 5, Ca > 3, Th – 1 [86].

В единичных знаках, но устойчиво, монацит присутствует в шлиховых потоках по р. Талтма (III-4-14) и в нижней части русла р. Волья (II-4-7).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото на площади листа Р-40-VI в 1950–1960-х годах отмечалось несколько точек коренной золотоносности, точное местоположение которых, к сожалению, установить не удалось. По характеру распределения золота в рыхлых отложениях выделено 10 шлиховых потоков, два из которых собственно золотоносные и восемь – комплексные. Кроме того, по данным ИМГРЭ [118], установлено четыре литохимических ореола и пять потоков в донных отложениях.

В 1959 г. Верхне-Печорская поисковая партия ПУПГО проводила поисковые работы на рудное золото в верховьях р. Подчерем [86]. В районе северного экзоконтакта Ильяизского гранитного массива на склонах горы Мирон-Вань-Нёр были обнаружены кварцевые жилы. Мощность жил – 0,3–0,5 м. Содержание золота в жилах среди метадолеритов – 0,6 г/т, а среди гранитов – 0,4 г/т. Точки с золоторудной минерализацией отмечены в кварцевых жилах в районе р. Подчерем (содержание золота до 0,6 г/т), в пиритизированных сланцах по руч. Ния-Шор (приток р. Подчерем) – 0,4 г/т, в обломках сланцев с пиритом содержание золота достигает 1,8 г/т. Спектрозолотометрическим анализом протолочных и бороздовых проб определено содержание золота в тельпосских конгломератах – 0,005–0,01 г/т, в метадолеритах с вкрапленниками пирита – 0,01 г/т, в лимонитизированных габбродолеритах – 0,02 г/т [88].

В пределах территории листа практически повсеместно наблюдается рассеянная золотоносность речных долин. Золото встречается здесь обычно в виде единичных знаков размером 0,1–0,3, редко до 0,5 мм. Весовые концентрации не выявлены. Тем не менее, устойчивое присутствие золота зафиксировано в 10 шлиховых потоках, большей частью комплексных.

Два небольших собственно золотоносных потока располагаются на крайнем северо-западе территории – в пределах широтного отрезка долины р. Щугор (I-1-1) и в приустьевой части его левого притока руч. Прямой (I-1-2). Золото в шлиховых пробах присутствует в количестве от 1 до 3 знаков и представлено тонкими пластинками разной степени окатанности, прямоугольной,

таблитчатой, чешуйчатой или неправильной формы. Пластины имеют неровные края, поверхность их зачастую шероховатая или мелкоямчатая. Размер зерен – от 0,08 до 0,8 мм. Цвет золотисто-желтый, изредка темно-желтый и красновато-желтый. В ряде шлиховых проб золото присутствует в аллювии р. Семидырка и ручьев Филлип-Ель, Няртсюю, Лагерный. Слабая окатанность золота здесь говорит о близости источников сноса [90].

Устойчивая слабая золотоносность характерна для шлиховых потоков северо-востока площади листа, развитых в долинах р. Бол. Турупья (I-4-3) и ее двух левых безымянных притоков (I-4-1, I-4-2), р. Мал. Туяхланья (I-4-10), в среднем и нижнем течении р. Туяхланья (I-4-15). Содержание в единичных пробах не превышает 1–2, реже 3 знаков на шлих. Несколько чаще оно, хотя и в единичных знаках, встречается в аллювии рек Бол. Турупья и Туяхланья. По результатам микрозондового анализа, в шлиховом потоке по р. Туяхланья присутствуют три эндогенных типа золота: серебряный (преобладает), серебряно-ртутный и медно-серебряный [67].

В потоках по р. Воля (II-3-3) и ее правому притоку (II-3-5) золото густо-желтого цвета, пластинчатой, чешуйчатой, реже комковатой формы. Поверхность золотинок мелкоячеистая, часто в углублениях загрязнена глинистым материалом. Окатанность зерен разная, чаще средняя. В пробах содержится в среднем по 5 знаков преобладающим размером 0,1 × 0,15 мм [98]. Главный шлиховой минерал этих потоков – циркон.

В комплексе аллювиальных отложений р. Щугор (IV-1-40) золото встречается в редких шлиховых пробах в количестве 1–3, в редких случаях до 10 мелких знаков на объем 0,02 и 0,04 м³ промытой породы. Размер знаков не превышает 1,5 мм, а в среднем составляет 0,1–0,25 мм, степень окатанности, как правило, хорошая, меньше – средняя. Форма золотинок округлая, пластинчатая, лепешковидная, часто проволочковидная, крючковатая. Редко встречаются зерна изометричной формы – комковидные, дробевидные. Рельеф поверхности металла – шагреновый, иногда мелкоямчатый. Каких-либо разновидностей металла, сростков с другими минералами, включений в золотины не обнаружено [86].

В единичных пробах золото отмечается и на юго-востоке площади листа, по рекам Талтма и Хомес. По результатам работ Яныманьинской ГПП 2007–2009 гг., находится оно обычно в самородной форме, реже в сростании с кварцем и слюдой. Золотины желтого, реже светло-желтого цвета, таблитчатого облика, удлиненные и изометричные, с шероховатой поверхностью, в отдельных случаях объемные комковидные. Все зерна со средней степенью окатанности. Размеры таблитчатых золотинок из разных шлихов меняются в пределах от 0,075 × 0,05 до 1,25 × 0,95 мм, комковидных с неправильными очертаниями – от 0,2 × 0,175 до 0,75 × 0,45 мм. Весовые содержания, установленные по единичным пробам, составляют от 0,1 до 0,9 г. Отмечается приуроченность золотоносных ореолов к метатерригенным сланцам мороинской свиты, где они пересечены разрывными нарушениями разных направлений и изменены метасоматическими процессами, особенно вблизи даек и тел пород основного состава. В долине р. Яныманья знаков золота больше (до 5–7), они более крупные, тонкотаблитчатые, не только удлиненной, но и объемной формы, встречаются сростки с кварцем и слюдой. Золото встречается вблизи зон разрывных нарушений и метасоматически измененных пород (кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев с сульфидной минерализацией), которые, по-видимому, были основными областями питания шлиховых ореолов золота [113].

Авторами при проведении ГДП-200 [67] также было исследовано россыпное золото современных аллювиальных отложений рек Яныманья (9 проб), Хомес (1 проба) и Талтма (6 проб). Количество знаков золота в пробах составляет от 1 до 7, в сумме была извлечена 41 золотины. Гранулометрический анализ показал, что во всех шлихах преобладает мелкое золото (до 0,5 мм). Окатанность золота преимущественно слабая. В целом золото аллювиальных отложений рек Яныманья, Хомес и Талтма характеризуется как мелкое, высокопробное, слабоокатанное и слабо измененное в аллювиальной среде [67].

Геохимические аномалии в донных осадках оконтурены в результате работ специалистов ИМГРЭ 2006–2008 гг. [118] по руч. Прямой (I-1-3), на участках междуречий Щугор–Тельпос (III-2-1) и Щугор–Хомес (III-2-3). Кроме того с юга на площадь листа фрагментарно заходят аномалии, установленные в долинах рек Понья (IV-1-37) и Яныманья (IV-3-11). Аномалия на руч. Прямой характеризуется максимальным содержанием золота в отдельных точках до 1 при среднем – 0,012 г/т; в междуречье Тельпос–Щугор соответственно до 1 и 0,019 г/т; в междуречье Щугор–Хомес – до 0,15 и 0,015 г/т; на р. Понья – до 1 и 0,043 г/т; на р. Яныманья – до 0,250 и 0,010 г/т. Ореолы в междуречье Тельпос–Щугор и на р. Яныманья связываются с

современными аллювиальными россыпями, для аномалий на руч. Прямой и р. Понья предполагается гидротермальный жильный тип. Природа аномалии в междуречье Щугор–Хомес не установлена. В пределах ореольных контуров находятся шлиховые (I-1-2) или литохимические (III-2-2, III-2-4, IV-2-1, IV-2-2, IV-3-13) аномалии.

Серебро в пределах рассматриваемого листа распространено крайне незначительно и отмечено в повышенном количестве в четырех площадных и трех точечных комплексных литохимических аномалиях.

Серебросодержащие площадные ореолы располагаются компактной группой в районе Талминского проявления. Непосредственно в геохимическом ореоле, сопровождающем проявление (III-3-9), содержание серебра составляет 0,2–1,0 г/т; в крупном обобщенном контуре, выделенном восточнее проявления (III-4-10) – 0,15–0,50 г/т; южнее в аномалиях, в истоках р. Хунтынья (IV-3-3) и ее левобережье (IV-3-8) – 20–30 и 20–40 г/т соответственно. Во всех четырех аномальных контурах серебро ассоциирует с медью, свинцом и цинком.

Собственно серебряная локальная аномалия с содержанием 0,01 г/т выявлена в верховьях р. Семидырка [90], где в осевой части вулканоструктуры в небольшом линзовидном тектоническом блоке субмеридиональной ориентировки между двумя разломами, в эндо- и экзоконтактах тела лаптопайских субвулканических риолитов (λV_2-CIp_i) находятся пункты минерализации свинца и меди и точечные аномалии серебра, бериллия, молибдена, урана и тория. Высокая концентрация серебра в ассоциации с медью определена также в радиоактивной аномалии № 3 (I-4-13) проявления Бол. Турупья и в точке северо-западнее упомянутой выше литохимической аномалии в истоках р. Хунтынья (IV-3-3). Концентрации серебра в них соответственно равны 0,5 и 1,0 г/т.

Платина и платиноиды. В результате геохимических работ ИМГРЭ 2006–2008 гг. на площади листа выделено три литохимических ореола и два потока рассеяния платины и палладия. Один из них связан, очевидно, с гипербазитами (I-4-9) и заходит на площадь листа только частично с востока в районе долины р. Туяхланья. Содержание здесь (г/т): платины до 1 (в среднем 0,016), палладия – до 0,1 (в среднем 0,005). Второй ореол (II-3-7) локализуется над породами мороинской свиты (RF_3mr) в долине р. Волья и выделен по палладию – 0,005 г/т. Третий ореол протягивается вдоль широтного разлома у южной рамки листа (IV-2-3) в породах хобейинской (RF_3hb) и мороинской (RF_3mr) свит и характеризуется содержанием платины и палладия на уровне 0,005 г/т. С этим ореолом сопряжен поток рассеяния по р. Яныманья (IV-2-4) с максимальной концентрацией обоих элементов до 0,1 г/т. Еще один поток платины совместно с палладием установлен в верховьях р. Волья (I-3-4). Здесь количество палладия достигает 0,015 г/т, платины – 0,01–0,02 г/т. Природа аномалий не установлена [118].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На территории листа известно одно *проявление урана Редка I* (IV-1-16), один пункт минерализации (IV-1-6) и 24 точечные литохимические аномалии, в 18 из которых уран является ведущим элементом, а в шести – второстепенным. По совокупности геологических данных, все объекты относятся к формации ураноносных березитов и эйситов. Кроме того, три небольшие радиометрические аномалии (I-4-6, I-4-12, I-4-13) установлены на редкометалльном проявлении Бол. Турупья (I-4-11); аномалии подробно охарактеризованы в разд. «Тантал и ниобий».

Проявление Редка I (IV-1-16) было обнаружено в 1964 г. геологом В. А. Дружининым и техником-радиометристом А. В. Гайсенко при проведении поисково-съёмочного маршрута. Участок расположен на юго-западном склоне горы Редка, в 1250 м к юго-западу от нее, в верховьях левой составляющей первого от северной границы планшета Р-40-23-В правого притока р. Подчерем. Первоначально на участке была зафиксирована радиоактивность 240 экв.мкР/ч в скальном обнажении рассланцованных риолитов в правом борту V-образной долины безымянного ручья. Поисково-съёмочными работами была прослежена и оконтурена аномальная зона, впоследствии вскрытая горными выработками в коренном залегании.

Зона локализована в теле измененных альбитовых риолитов мощностью 200–300 м, круто падающем на запад и простирающимся в меридиональном направлении на 6,2 км. В 1965 г. на

участке проявления и прилегающих площадях были выполнены поисковые работы Поньинской ГПСР [89]. В результате установлено восемь относительно сближенных субмеридиональных тектонических нарушений, пять из которых составляют основную тектоническую зону. Эта зона пространственно тяготеет к северо-восточному контакту риолитов с относительно слабо измененными туфами среднего–основного состава. Ширина ее около 160 м, длина по простиранию превышает 1 км. Плоскости сместителей субмеридиональных тектонических нарушений круто падают на запад. Углы падения колеблются от 60 до 80°.

Субмеридиональные зоны нарушений рассматриваются [89] как рудораспределяющие и одновременно рудовмещающие структуры. Рудоносные трещины более высоких порядков, расположенные между ними, являются собственно рудовмещающими. Помимо субмеридиональных разломов отмечается система субширотных нарушений, выполнявших роль рудоконтролирующих структур. С основным субмеридиональным разломом пространственно и генетически связана главная рудоносная зона. Наиболее обогащенные ураном образования тяготеют к трещиноватым участкам пород вдоль центральной части участка. В целом они образуют аномальную зону (20–25 экв.мкР/ч) шириной до 20–25 м, прослеженную в коренном залегании на протяжении 200 м, горными выработками и частично радиометрическими (шпуровыми) работами и протягивающуюся в северо-восточном направлении. Аномальная зона чрезвычайно неоднородна по литологическому составу и, в особенности, по распределению урана и попутных компонентов. Изменчивость аномальной зоны проявляется как по простиранию, так и по падению. Собственно минерализованные участки в ее пределах залегают в форме удлинённых линз мощностью до 4 м и протяженностью до 40–50 м, расположенных кулисно друг относительно друга. Радиоактивность внутри минерализованных участков достигает 2500 экв.мкР/ч, а содержание урана колеблется от сотых долей процента до 3,125 %. Распространение урана в минерализованных линзах также весьма неоднородно в форме линзовидных, иногда гнездовых скоплений в трещинах высокого порядка.

По внешнему виду выделяются три группы пород аномальной зоны: а) риолиты относительно слабонерассланцованные зеленовато-серого цвета без видимой урановой минерализации; б) риолиты интенсивно нерассланцованные зеленовато-серого цвета с отчетливо видимой вторичной урановой минерализацией по плоскостям сланцеватости; в) слабонерассланцованные плотные породы (сильно измененные риолиты) темно-стально-серого до почти черного цвета с сажистыми полосками и примазками, с неравномерной вкрапленностью сульфидов. По трещинам в этих породах иногда наблюдаются вторичные минералы урана.

По результатам минералогического анализа в рудах выделяются три группы минералов: 1) собственно магматические, образовавшиеся на первых этапах формирования тела риолитов; 2) минералы, возникшие при их метаморфизме; 3) минералы гидротермального генезиса. Собственно магматические минералы представлены ильменитом и манганоильменитом, встречающимися в риолитах в форме акцессорной примеси. К этой же группе относятся циркон, ортит, монацит и апатит, образующие единичные зерна. К минералам, возникшим в результате процессов метаморфизма, относятся магнетит, пьедмонтит, рутил, сфен, анатаз, ставролит, турмалин, а также частично пирит и гематит, равномерно рассеянные в массе ураноносных риолитов и вмещающих их образований. В состав третьей группы входят минералы, наиболее характерные для средне-низкотемпературного гидротермального процесса: пирит, гематит, халькопирит, галенит, молибденит, сфалерит, вольфенит и настуран. Все они тяготеют к участкам наибольшего гидротермального изменения риолитов (окварцевание, серицитизация, карбонатизация и др.) и встречаются в достаточно большом количестве. Из вторичных минералов наибольшим распространением пользуются борнит, ковеллин, малахит, церуссит, вольфенит, гуммит и силикаты урана типа уранофана и казолита.

Первичным собственно урановым минералом на проявлении является настуран, который встречается либо в виде плотных колломорфных выделений черного цвета, либо в виде пористого мелкозернистого вещества с матовым блеском. Настуран встречается в виде прожилков, неправильной формы агрегатов, сфероидальных зерен размером от 0,3–0,5 до 2 мм в поперечнике. Прожилки и сфероидальные зерна имеют типичные трещины усыхания, которые местами заполнены более поздними минералами (поздние сульфиды и карбонаты). В настуране в виде эмульсионной вкрапленности находится галенит. Остальные сульфиды образуют более «грубые включения». Основная масса выделений настурана ориентирована вдоль сланцеватости риолитов и тяготеет к карбонатизированным и окварцованным их участкам. Настуран находится в тесном сростании с кварцем, причем последний преобладает. Спектральным ана-

лизом в кварц-настурановом агрегате установлены (%): Si > 10, Al – 3, Ca – 3, Fe – 3, Mn – 0,04, Ti – 1, Mo – 0,1, Zr – 0,01, Nb – 0,06, Be – 0,001, Y – 1, U – 20, P – 2, F – 1. На проявлении отмечено небольшое количество вторичных урановых минералов в виде ярких янтарно-желтых налетов и тонких примазок по плоскостям отдельности и сланцеватости вмещающих пород. Эти минералы отнесены к группе уранофана и казолита. Наблюдается также небольшое количество гуммита.

Эндеогенный ореол рассеяния отстроен по риолитам, в которых уран встречается более чем в половине проб. Около 40 проб содержат уран в первых сотых долях процента и единичные пробы – в десятых долях процента. Уран образует сложный ореол рассеяния с содержанием от 0,0009 до 0,3 %, вытянутый в субмеридиональном направлении. Судя по сложной конфигурации ореола, объединяющего около 10 разобщенных и выклинивающихся между соседними профилями полей максимальных концентраций, предполагается, что на проявлении имеется несколько скрытых рудных тел. Величина линейной продуктивности урана (в среднем 221 мг/ф) характерна для нижних и средних частей надрудных эндогенных ореолов рассеяния. Элементами-спутниками урана являются свинец, молибден, медь, ванадий, иттрий, мышьяк.

К югу и юго-западу от описанной аномальной зоны намечается еще одна, фиксируемая в канаве № 24 по урану, свинцу, молибдену, меди и ванадию, с аномальной радиоактивностью риолитов в коренном залегании более 700 мкР/ч. Анализ геохимического разреза показывает, что на глубине 50–100 м от эродированной поверхности могут находиться скрытые промышленные рудные тела.

По результатам спектрального анализа на площади листа зафиксированы вторичные ореолы рассеяния урана, свинца, молибдена и меди. Ореолы рассеяния урана имеют неправильную овальную форму и тяготеют к полосе развития риолитов.

Проявление рекомендовано к дальнейшим поисковым работам на уран [89].

Авторами при выполнении ГДП-200 проводились минералого-геохимические исследования ураноносных метасоматитов и руд проявления с применением современных аналитических методов [67].

Околорудные метасоматиты представляют собой березитизированные риолиты саблегорской ($\lambda\text{RF}_3\text{-V, sb}_2$) свиты, слагающие вытянутые в меридиональном направлении узкие локальные зоны. Макроскопически это светло-бежевые до белых с зеленоватым оттенком слабобассланцованные породы с порфировыми вкрапленниками полевого шпата и, реже, кварца. В шлифах в основной массе отмечаются кварц и серицит, в подчиненном количестве альбит. Методом электронной микроскопии в метасоматически измененных риолитах установлены также гематит, фторопатит, титанит, омфациит, титаномагнетит, эпидот, ильменит, ортит. Рудная минерализация включает большое количество сульфидов, среди которых преобладают халькопирит, пирит, галенит. Практически повсеместно встречаются вторичные минералы меди, в частности малахит.

По результатам приближенно-количественного анализа установлено содержание (%): Cu – 0,2, Pb – 0,2, Ag – 0,001, Mo – 0,01, Nb – 0,007, Zr – 0,03, U – 0,1, Y – 0,01. По данным атомной абсорбции (ICP MS): Cu – 0,3, Pb – 0,04, Ag – 0,001, Mo – 0,008, Nb – 0,005, Zr – 0,05, U – 0,04, ΣTR – 0,03.

Метасоматическая колонка отвечает березитовой формации. Расчет баланса вещества показывает, что формирование полиметаллической минерализации связано со стадией кислотного выщелачивания во внешних зонах. Образование урановой и редкометалльной минерализации происходит на позднещелочной стадии во внутренних зонах [67].

Пункт минерализации (IV-1-6), аналогичный проявлению, установлен авторами в 2 км от него, на северном продолжении рудной зоны. В элювиальных развалах березитизированных риолитов встречаются глыбы со шпировидными обособлениями сульфидов и тонкими прослоями предположительно редкометалльных минералов. Радиоактивность минерализованных глыб – 100 мкР/ч.

Предшествующими исследователями [89, 98] в пределах площади листа выделен целый ряд локальных радиоактивных аномалий низкой интенсивности, которые на карте масштаба 1 : 200 000 отражены как аномальные геохимические точки. Наиболее значительные из них – Редка II, Мирон-Вань-Нерская, № 762, группы аномалий Сале, Уйтым-Ньер, Восточная и Топ-Ур находятся на юго-западе территории листа (III-1, IV-1) и охарактеризованы В. Н. Малашевским [89].

Аномалия Редка II (IV-1) выявлена в верховьях р. Подчерем в 2,5 км к северо-востоку от горы Редка. Первоначально на аномалии была зарегистрирована радиоактивность 170 мкР/ч в скальном обнажении фельзитов в правом берегу р. Подчерем. На аномалии выполнено детализационное радиометрическое профилирование по сети 25×5 м на площади развалов и шпуровое гамма-профилирование по сети 25×1 м на площади четвертичных отложений.

В геологическом отношении аномалия приурочена к пластовому телу фельзитовых риолитов мощностью около 100 м, вытянутому в северо-западном направлении и круто падающему на запад. Вмещающими это тело породами являются рассланцованные основные эффузивы и их туфы нижней толщи саблегорской свиты (RF_3sb_1). Собственно аномальная зона расположена в центральной части тела риолитов. По простиранию она прослежена на расстояние 25 м шпуровыми работами, где фиксируется радиоактивность 25–30 мкР/ч на фоне 10–20 мкР/ч. Ширина аномальной зоны в коренном обнажении фельзитов – 20 см. Радиоактивность пород в коренном обнажении – 170 мкР/ч. Сложена аномальная зона массивным интенсивно окварцованным риолитом светло-серого с зеленоватым оттенком цвета. Породы в пределах аномальной зоны местами сплюснуты и инъецированы согласными кварцевыми прожилками мощностью до 3 см. В бороздовой пробе спектральным анализом установлены (%): Mn – 0,07, Ni – 0,0005, Ti – 0,1, V – 0,001, Cr – 0,003, Mo – 0,001, Zr – 0,01, Nb – 0,003, Cu – 0,003, Pb – 0,0003, Zn – 0,005, Be – 0,00056, Ba – 0,03, Y – 0,005, Yb – 0,002, U – следы. Радиометрическим анализом в этой пробе установлено 0,013 % урана.

С точки зрения геолого-структурной позиции аномалия Редка-II аналогична проявлению Редка-I. Аномальная зона локализована в тектонически напряженном участке с проявлениями окварцевания и перемятости пород. Аномалия рекомендуется к дальнейшему изучению.

Интенсивность остальных аномалий не превышает 50 мкР/ч. Все они связаны с риолитами саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) и не представляют практического интереса.

Ряд радиоактивных аномалий низкой интенсивности выделен на юго-востоке листа (IV-3) В. С. Митюшевой [98]. Эти аномалии также связаны с риолитами и гранитами и не перспективны.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Территория листа расположена на продолжении Западного и Центрального хрусталеносных поясов Приполярного Урала. По данным предшествующих исследователей [7, 47, 89, 90, 98, 100, 117] выделено три проявления и 36 пунктов минерализации горного хрусталя, принадлежащих к формации хрусталеносных кварцевых жил гидротермального типа.

Практический интерес представляет Центральный пояс, в пределах которого севернее площади листа находятся эксплуатируемое месторождение Желанное, крупнейшее в России по запасам жильного кварца (более 80 % российских запасов), крупное законсервированное месторождение Пеленгичей III и среднее месторождение Николайшор [12]. Пояс приурочен к приводораздельной части Ляпинского мегантиклинория, сложенной вулканогенными отложениями саблегорской свиты, на которых в наложенных синклиналях иногда сохраняются терригенные породы раннепалеозойского возраста тельпосской свиты (O_1tl).

Наиболее крупным объектом пояса в пределах рассматриваемой территории является хрусталепроявление участка Пырва, обнаруженное и изученное в процессе поисковых и разведочно-эксплуатационных работ на пьезоэлектрическое сырье сотрудниками экспедиции № 105 треста № 13 МПСС в 1959–1960 гг. [117].

Проявление Участок Пырва (IV-1-23) расположен на северо-западном склоне одноименной горы. Хрусталепроявление приурочено к зоне контакта порфировых базальтов саблегорской свиты (RF_3sb_1) с кварцитами и кварцитопесчаниками тельпосской свиты (O_1tl). В тектоническом отношении проявление тяготеет к узлу пересечения северо-восточного и субмеридионального разломов.

На участке выявлены две параллельные кварцевые жилы меридионального простирания. Азимут падения жил – 60–90°, угол падения – 65–80°. Длина по простиранию – 76–80 м, мощ-

ность – 1,5–3,8 м. На глубину жилы прослежены на 5–6 м. Между собой они разделены пачкой сланцев. Жильный кварц молочно-белый массивный, преимущественно крупно- и среднезернистой структуры. Горными работами на участке было выявлено 25 хрусталеносных гнезд, причем 20 из них в одной жиле с крупнозернистым кварцем и пять – в другой; 13 гнезд приурочено к центральным участкам жилы, семь – к лежащему боку тела и пять – к ксенолитам вмещающих пород. Форма преобладающего числа гнезд изометричная. Гнезда выполнены кварцевой щебенкой и хлоритовой сыпучкой, в которых захоронены кристаллы горного хрусталя. Средний размер кристаллов достигает 15 см по длинной оси и 10 см по короткой. Максимальный размер по длинной оси – 35 см, по короткой – 23 см. По степени прозрачности индивиды различны – от водянопрозрачных до молочно-белых. Габитус кристаллов короткостолбчатый, гексагональный. К основным дефектам, снижающим качество сырья, относятся двойники, свилеватость, трещиноватость, газово-жидкие включения и минеральные примеси, представленные группой хлорита. Приконтактные изменения выражены в окварцевании, повышенной трещиноватости и рассланцевании вмещающих пород. Всего на проявлении было добыто 1300 кг кристаллосырья, получено 2,5 кг моноблоков [117].

Кроме участка Пырва, в Центральном поясе установлено восемь пунктов минерализации горного хрусталя в коренных выходах (III-1-16, III-1-19, IV-1-17) или делювиальных развалах (I-2-3, III-1-17, III-1-26, IV-1-11, IV-1-15) кварцевых жил. Мощность жил, как правило, не превышает 10 см, а размер кристаллов по длинной оси – 5 см, в редких случаях достигает 8 см.

Один из пунктов (I-2-3), расположенный на хребте Ууты в районе выс. с отм. 937,0 м, описан Л. Т. Беляковой [47]. В кварцитовидных песчаниках тельпосской свиты (O_4tl), вблизи тектонического контакта ее с порфиоровыми кварцевыми риолитами, в делювии среди рыхлых серицитизированных гравийных песчаников находятся глыбы жильного кварца и друзы горного хрусталя размером 45×25 см. Кристаллы размером до 6 см по длинной оси и до 2 см в поперечнике, трещиноватые, с хлоритовой рубашкой, часто свилеватые.

Западный хрусталеносный кварцевожильный пояс соответствует области широкого развития сложнодислоцированных осадочно-вулканогенных пород верхнего рифея–венда, принадлежащих к саблегорской и, реже, лаптопайской свитам. Фрагментарно они перекрываются терригенными отложениями раннего палеозоя тельпосской свиты (O_4tl). Хрусталеносные объекты здесь невелики по масштабам и не имеют промышленного значения. К рангу проявлений отнесена кварцевожильная минерализация уч. Редка.

Хрусталепроявление Редка (IV-1-2) расположено на северо-западном склоне одноименной горы и сложено саблегорскими метаморфизованными эффузивами и зелеными сланцами. Участок выявлен и изучен поисково-разведочными работами 1958–1960 гг. [117]. Хрусталеносность связана с элювиально-делювиальными развалами. Кварцевая жила, вскрытая карьером, оказалась нехрусталеносной. Длина ее по простиранию – 15 м, по падению – 2,5–2,8 м, максимальная мощность – 1,5 м. Жильный кварц молочно-белый среднезернистый. Жила залегает согласно с вмещающими породами и имеет линзовидную форму. Кроме жильного тела наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки, выполняющие секущие и диагональные трещины. В них жильный кварц средне-крупнозернистой структуры. Кроме кварца в прожилках отмечаются гематит, кальцит, анкерит, хлорит, полевошпат, реже пирит и халькопирит. К секущим кварцевым прожилкам приурочены небольшие гнезда ($8 \times 5 \times 3$ см), выполненные кристаллами горного хрусталя и хлоритовой сыпучкой. Размеры кристаллов не превышают 3–4 см по длинной оси. Облик их короткостолбчатый.

В генетическом отношении среди развалов выделяют элювиально-делювиальные и элювиальные. Первые имеют длину по простиранию до 41 м при ширине 13 м, вторые – по простиранию 11–16 м с шириной 3–4 м. Кристаллы имеют преимущественно коротко- и среднепризматический гексагональный габитус с размером по длинной оси от 2–3 до 15–20 см и до 10 см по короткой оси. Основными дефектами являются двойники, свилеватость, трещиноватость, минеральные и газово-жидкие включения. По мнению авторов, проводивших поисково-оценочные работы на данном участке, источниками развалов являются минерализованные трещины и секущие кварцевые прожилки, которые полностью эродированы. Всего с развалов добыто 600 кг кристаллосырья с выходом 0,267 кг моноблоков [117].

Проявление горного хрусталя в верховьях р. Подчерем (III-1-24) отработано Щугорской партией в 1952 г. при проведении поисковых работ на пьезокварц. В сланцах саблегорской свиты (RF_3sb_1) здесь были обнаружены кварцевые жилы альпийского типа с раздробленными кристаллами горного хрусталя. На проявлении было добыто 112 кг кристаллосырья [72].

Другие хрусталеносные объекты Западного пояса, охарактеризованные предшественниками как проявления, соответствуют, по современным представлениям, пунктам минерализации. Все они также локализируются в породах саблегорской (RF_3-Vsb) и лаптопайской (V_2-Clp) свит.

Пункт минерализации I-1-18 установлен на водоразделе правых притоков р. Мороя. На участке площадью 5×2 м в суглинке найдено более 40 кристаллов горного хрусталя, максимальный размер которых составляет 10–12 см по длинной оси. Кристаллы плохого качества. Точка расположена на участке сопряжения субмеридионального разлома и оперяющей его трещины северо-западного простирания, секущих эффузивы основного состава. С целью поисков коренного источника горного хрусталя пройдена Г-образная канава, вскрывшая лишь контакт метадолеритов и эффузивов основного состава с зоной приконтактной породы.

Пункт минерализации I-1-15 выявлен на горе Яны-Уйт-Ньёр, в коренном выходе долеритов. Метадолериты в обнажении разбиты сериями секущих и согласных со сланцеватостью кварцевых прожилков мощностью 1–10 см, в раздувах до 0,5 м. В некоторых секущих прожилках обнаружено несколько пустот с друзами горного хрусталя плохого качества.

Пункт минерализации I-1-13 расположен на правом берегу р. Тельпос-Ю к западу от отм. 814,0 м. В точке отмечается интенсивное окварцевание пород, связанное с зонами разломов. Среди обломков кварца обнаружены редкие кристаллы горного хрусталя низкого качества.

Пункт минерализации I-1-12 установлен на правом берегу руч. Снежный в 750 м от высоты с отм. 706,0 м по аз. 212° . Здесь у тектонического контакта долеритов с конгломератами тельпосской свиты (O_1tl) в делювии выявлены кристаллы горного хрусталя. Для вскрытия хрусталеносных жил была пройдена расчистка, но в коренном залегании хрусталь не встречен. В 100 м к северо-востоку канавой вскрыта кварцевая жила мощностью до 50 см и длиной 6 м, субперпендикулярная к простиранию тела метадолеритов. Жила прослежена по простиранию траншеей. Собрано около 10–12 кг горного хрусталя и друз, но ни одного кристалла хорошего качества не обнаружено.

Пункт минерализации II-1-7 отмечен в южной оконечности хр. Кузь-Куди-Ньер. У контакта метадолеритов и туфосланцев встречено большое количество обломков молочно-белого кварца. Среди этих обломков обнаружены кристаллы горного хрусталя. Размеры кристаллов – до 6–8 см по двойной оси и до 10 см по тройной оси. Все кристаллы мутные, трещиноватые, свилеватые и большинство из них имеют зеленовато-серый цвет за счет инородных примесей (хлорита). В долеритовом теле обнаружена кварцевая жила мощностью до 30 см со скоплением кристаллов горного хрусталя [90].

В истоках р. Мороя описан *пункт россыпной минерализации I-1-11*, где в делювиальных отложениях установлено скопление кристаллов горного хрусталя размерами до 12×5 см, из которого было добыто 70 кг кристаллосырья [58].

Еще 18 пунктов минерализации горного хрусталя, установленных в Западном поясе (I-1-8, I-1-9, I-1-14, I-2-13, III-1-2, III-1-3, III-1-14, III-1-22, III-1-23, III-1-18, IV-1-7, IV-1-8, IV-1-9, IV-1-19, IV-1-20, IV-1-21, IV-1-24, IV-1-36) приурочены чаще всего к делювиальным отложениям, представленным суглинисто-щебнистыми образованиями с обломками и глыбами горных пород и жильного кварца молочно-белого, реже серого цвета. Кристаллы горного хрусталя имеют размеры от 1 до 5 см по длинной оси, с одной пирамидкой, обычно мутные, просвечивающие, редко прозрачные, трещиноватые. Горный хрусталь встречается как отдельными кристаллами, так и друзами таких же кристаллов. Большинство из них имеют только минералогический интерес.

Признаки хрусталеносности имеются и в восточной части площади листа, за пределами установленных хрусталеносных поясов. На восточном склоне хр. Састем-Ньер, в крыльях Вольинской палеовулканической структуры Э. Г. Негурицей зафиксировано два пункта минерализации (II-3-1, II-3-4). В первом из них был встречен кристалл хрусталя полупрозрачного, хорошей огранки, призматического габитуса, с размером по длинной оси 10 см, в поперечнике 3 см, во втором – кристалл карандашного габитуса, хорошей огранки, полупрозрачный, с прозрачной головкой. Размер по длинной оси 6 см, в поперечнике 2 см. Кристаллы обнаружены в обломках гравелитов и кварцитов тельпосской свиты (O_1tl), среди которых довольно часто встречаются кварцевые жилы, как в коренном залегании, так и в развалах, а также высыпки мелких кристаллов хрусталя. В местах находок были пройдены канавы, но кристаллов горного хрусталя найдено не было. В большом количестве встречены обломки молочно-белого кварца, иногда с пустотами, по стенкам которых располагались щетки мелких кристаллов [100].

Южнее, на восточном склоне хр. Хоса-Ньер в аналогичной геолого-структурной позиции еще два пункта минерализации отмечены В. С. Митюшевой [98]. В одном из них (III-3-2), расположенном к северу от р. Талтма, на плоской вершине горы с отм. 622,4 м, среди вулканитов саблегорской свиты (RF_3sb_1) встречаются глыбы молочно-белого массивного кварца и редкие небольшие друзы и щетки горного хрусталя, обычно с железной слюдой. В другом пункте (III-3-4), в 3 км западнее первого, описаны элювиально-делювиальные развалы довольно крупной кварцевой жилы в полосе развития вулканитов лаптопайской свиты (V_2-Clp). Среди глыб молочно-белого полупрозрачного кварца встречаются многочисленные, довольно крупные и хорошо образованные кристаллы и друзы горного хрусталя, дымчатого кварца. Развалы вскрыты канавой 937 на глубину 1,5–2,0 м. С глубиной количество крупных хороших кристаллов увеличивается [98].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Барит. Барий в пределах территории листа представлен единичным пунктом минерализации и геохимическими аномалиями, в числе которых три площадных и 10 точечных.

Пункт минерализации (III-3-12) установлен на правобережье р. Талтма, на северо-восточном склоне высоты с отм. 343,3 м [98]. При обследовании участка радиоактивной аномалии АН-10 в шурфе, вскрывающем основные эффузивы саблегорской свиты (RF_3sb_1), были встречены обломки барита размером $35 \times 35 \times 15$ см, а в одной из скважин содержание бария на отдельных интервалах достигало 0,5 %. В коренных породах барит не был обнаружен. Более поздние исследования [123] показали, что пункт находится в контурах комплексной рудогенной площадной литохимической аномалии (III-3-9) с содержанием бария на уровне четырех фоновых значений, оконтуренной в междуречье Хомес–Талтма. Барий концентрируется в аномалии в ассоциации с серебром, медью, цинком и молибденом. Южнее в правобережье р. Хомес [98] в тех же саблегорских вулканитах оконтурен собственно бариевый геохимический ореол (IV-3-1) высокой интенсивности (содержание бария 0,2 %). Третий ореол (II-4-5) заметно отличается от трех других. Он располагается севернее, в левобережье р. Воля, над сланцами мороинской свиты (RF_3mr). Содержание бария – 0,1 %. В аномальной ассоциации наряду с халькофилами присутствует никель.

В целом литохимические ореолы бария протягиваются узкой полосой вдоль крупного субмеридионального Ятыинско-Ойканьерского разлома и четко приурочены к узлам пересечения его поперечными северо-западными нарушениями.

Аномальные точки бария выделены в пределах листа (I-3) в верховьях р. Воля [47] и также приурочены к узлу сложного пересечения и сопряжения разломов. Очевидно, повышенные концентрации бария на площади листа имеют гидротермальное происхождение.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Асбестоносность листа представляют два проявления и три пункта минерализации амфибол-асбеста.

Одно из *проявлений* (II-3-6) расположено в правобережье р. Воля, в среднем течении, у отм. 316,8 м. Приурочено к порфировым андезибазальтам саблегорской свиты (RF_3sb_1), залегающим в ядре синклинальной складки. Породы грубо рассланцованы. В большом количестве развиты прожилки карбонат-кварцевого состава мощностью от 1–5 мм до 5 см, в которых по стенкам пустот и зальбандам отмечаются включения амфибол-асбеста. Амфибол-асбест и серпофит выполняют также некоторые трещины, в основном двух систем: первые имеют азимут падения 340° , угол падения 70° , вторые соответственно 240° и 50° . Асбест голубовато-серого цвета, поперечноволоконистый. Длина волокна – до 1 см. Прожилки асбеста параллельные. Мощность асбестоносной зоны по канаве – 19 м, полностью она не пересечена. Общая протяженность зоны – около 4 км [100].

Второе *проявление* (II-4-3) объединяет ряд сближенных пунктов минерализации в междуречье Воля–Туюхулынь, которые находятся вблизи отметки 584,0 м и приурочены к породам хомасьинской свиты (O_{1-2hm}) [100]. Породы сильно раздроблены, окварцованы, хлоритизированы, с прожилками кварц-карбонатного состава, содержат крупнокристаллический пирит. К трещинам, проходящим в зонах окварцевания и карбонатизации, приурочен амфибол-асбест.

Асбест тонковолокнистый, ориентировка волокна поперек трещин, длина волокна – от нескольких мм до 3–4 см, в раздувах до 5 см. Мощность асбестоносной зоны составляет 3,0 м. По простиранию зона прослежена по отдельным точкам примерно на 3,0 км.

Два пункта минерализации амфибол-асбеста зафиксированы в зоне Западного (по Митюшевой) глубинного разлома (III-3-7, III-3-14). Первый из них установлен к северу от р. Хомес, на северном склоне высоты 406,4 м в элювиальных развалах интенсивно измененных эпидотизированных метадолеритов. Асбест длиноволокнистый, мягкий, зеленого цвета. Мощность прожилков – до 1 см, протяженность – единицы и первые десятки сантиметров. В породе присутствуют также пирит и единичные зерна халькопирита. Вторая точка находится в верховьях р. Талтма, в 700 м к юго-западу от выс. 477,0 м. В гидротермально измененных эффузивах основного ряда наблюдаются прожилки кварцево-карбонатного состава с железной слюдкой и асбестом бледно-зеленого цвета. Мощность прожилков – 0,5–2,0 см, протяженность – до 20 см.

Третий пункт минерализации выявлен в *правобережье р. Понтсайтя* (II-4-2). В измененных породах польинской свиты (O_{2-3pl}) развиваются прожилки зеленого ломкого амфибол-асбеста мощностью 0,5–2,0 см и длиной до 20 см [7, 100].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Карбонатные породы

Мрамор. На северо-востоке площади листа в отложениях мороинской свиты (RF_{3mr}) выделено два проявления мраморов, которые характеризуются как прекрасный облицовочный материал (I-4-16, II-4-1). Мраморы тонкозернистые пятнистые, желтовато-розового цвета, с приятным мягким рисунком. Ширина полосы мраморов составляет 0,2–0,5 км при общей протяженности 4 км [100].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно региональному минерагеническому районированию [2], территория листа Р-40-VI располагается в пределах Уральского минерагенического пояса, за исключением небольшого фрагмента на юго-востоке, принадлежащего к Западно-Сибирской минерагенической провинции. В составе Уральского минерагенического пояса выделяются три минерагенические мегазоны (ММЗ): Центрально-Уральская, Западно-Уральская и Тагильская.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

В истории геологического развития исследуемой территории выделяется ряд тектоно-магматических циклов с разными геодинамическими режимами и геотектоническими обстановками. Полезные ископаемые территории листа соответственно формировались в течение нескольких минерагенических эпох, продукты которых нередко совмещались в пространстве и накладывались друг на друга, создавая современный минерагенический облик территории.

Для листа Р-40-VI выделяются три минерагенические эпохи: рифейско-раннекембрийская, позднекембрийско-триасовая, мезозойско-кайнозойская. Наиболее продуктивной из них является рифейско-раннекембрийская, с которой связаны основные рудные формации.

Рифейско-раннекембрийская минерагеническая эпоха

Байкальский тектоно-магматический цикл (ТМЦ) в пределах площади листа, как и на Приполярном Урале в целом, характеризуется внутриплитным рифтогенно-депрессийным типом магматизма, активизировавшим в рифее пассивную восточную окраину Восточно-Европейской платформы и обусловившим формирование объектов внутриплитных и рифтогенно-окраинно-континентальных (коллизионных) типов.

Байкальские структурно-вещественные комплексы составляют большую часть исследуемой территории в пределах Маньхамбовского антиклинория, минерагения которого связана преимущественно с накоплением вулканогенных комплексов. В позднем рифее-кембрии на рассматриваемом листе существовала коллизионная обстановка. В это время формируется базальт-риолитовая формация, к которой приурочены проявления урановой березитовой и эйситовой (Редка I), редкоземельно-редкометалльной щелочных метасоматитов (участки Западный, Восточный и Няртсюю) и медно-кварц-сульфидной (Талтминское и Речное) формаций.

Завершает байкальский ТМЦ внедрение умеренно-щелочных гранитоидов и трахириолит-базальтовых тел, вызвавших активную гидротермальную деятельность, в результате которой произошло перераспределение и дополнительное обогащение перечисленных выше объектов редкоземельными и редкими металлами.

Позднекембрийско-триасовая минерагеническая эпоха

Каледоно-варисский ТМЦ отвечает на рассматриваемом листе времени зарождения и развития Уральского палеоокеана. К западу от него формировалась пассивная континентальная окраина с развитием фалаховых, платамовых, калейдовых (в Бельско-Елецкой зоне) и палиноровой, толеровой и флишоидных осадочных (в Зилаиро-Лемвинской зоне) формаций.

Палеоокеанический сектор охватывает только крайнюю восточную часть рассматриваемой территории. Существенных скоплений полезных ископаемых здесь не установлено, хотя пункты минерализации и геохимические аномалии типичных рудных формаций присутствуют повсеместно.

Цикл начинается в позднем кембрии–раннем ордовике проявлением рифтового режима, с которым связаны пикритовая габбро-долеритовая и трахириолитовая (за границами листа) формации. Последняя, по-видимому, специализирована на редкие металлы и вызвала образование отдельных пунктов минерализации, преимущественно тантала и ниобия. В Зилаиро-Лемвинской зоне отмечены только пункты минерализации асбеста и геохимические аномалии меди. В позднеордовикское время в обстановке океанического и надсубдукционного рифтогенеза в Западно-Тагильской МЗ происходит становление дунит-клинопироксенит-габбрового plutонического комплекса и сопряженных с ним пунктов минерализации медно-титан-ванадиевой и единичных проявлений титан-железорудной (Хомесское) формаций. В связи с островодужной геодинамической обстановкой в вулканитах базальт-риолитовой позднеордовикско-раннесилурийской формации установлены пункты медноколчеданной минерализации.

Кроме того, вероятно, в заключительный этап позднекаменноугольно-триасовая периода в условиях континентального рифтогенеза сформировалась формация хрусталеносных кварцевых жил. На листе она представлена отдельными проявлениями (Редка, Пырва) и многочисленными пунктами минерализации в позднерифейских стратифицированных толщах. Позднекаменноугольно-триасовый этап проявился интенсивной гидротермальной деятельностью, связанной с внедрением монцогаббро-монзонитового поньинского (C_3 -P) комплекса. С малыми телами и дайками последнего, по всей видимости, связана заключительная фаза становления редкометалльного оруденения, представленная наиболее значительными объектами (проявление Бол. Туруппя).

Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха

Мезозойский плитный комплекс охватывает небольшую область на юго-востоке рассматриваемого листа. Большую роль в мезозойской минерагении играет формирование кор выветривания, протекающее на фоне активной пенеппенизации Палеоуральского коллизионного орогена. Коры, как правило, имеют каолинит-гидрослюдистый профиль и фиксируют поверхность предельного выравнивания (цокольный пенепплен). В Тагильской ММЗ их возраст традиционно принимается позднетриасово-раннеюрским, на остальной территории выделяются нерасчлененные мезо-кайнозойские коры. Золотоносные коры выветривания, развивающиеся по коренным месторождениям, нередко являются источником рудного вещества при формировании россыпей.

Кроме того, мезозойские комплексы потенциально перспективны на бурые угли, установленные в терригенных отложениях тольинской свиты (J_2tl) на смежных территориях.

Четвертичные отложения продуктивны на россыпное золото, широко распространенное по большинству водотоков площади листа. Наиболее значительные концентрации золота (как правило, в ассоциации с редкометалльными минералами) выявлены в бассейне р. Щугор. Основным источником металлов кайнозойских россыпей, очевидно, являются мезозойские коры выветривания.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Геологические тела разного масштаба, определяющие закономерности формирования и условия размещения полезных ископаемых, относятся к минерагеническим факторам первого рода. Минерагенические эпохи, а также соответствующие им геодинамические режимы и геотектонические обстановки образуют минерагенические факторы второго рода.

Анализируемая территория охватывает фрагмент Уральской складчато-надвиговой системы, эволюция которой определяется сменой фемического магматизма фемическо-салическим и далее салическим и щелочно-фемическим. Вследствие этого разные мегазоны в значительной степени различаются по типу магматизма, осадконакопления и минерагенической специализации. Так, для Центральноуральской ММЗ характерен халькофильно-литофильный минерагенический профиль, а для Западно-Тагильской – халькофильно-сидерофильный.

Полезные ископаемые района работ представлены главным образом гидротермальными генетическими типами, ведущими рудоконтролирующими факторами для которых являются эндогенные. К собственно гидротермальным относятся проявления и пункты минерализации урана, редких и цветных металлов, оптического кварца и горного хрусталя.

Наибольший практический интерес представляют урановые и редкометалльные объекты.

Важнейшей предпосылкой для развития уранового и редкометалльного оруденения позднеорогенных и активизационных вулканических поясов является присутствие в фундаменте обогащенных ураном образований – интрузивно-ультраметаморфических гранитоидов, терригенных пород и др. Благоприятным фактором служит гетерогенность фундамента, в котором сочетаются жесткие, многократно гранитизированные докембрийские блоки и фрагменты складчатых структур. Южнее, в пределах листа Р-40-ХІІ, находится крупнейший Маньхамбовский гранито-гнейсовый купол, в приконтактной зоне которого располагается Турманская рудная зона с проявлениями полигенного и полихронного уранового оруденения (Турман, Неизвестное, Южное, Ук-Ю и др.). Как показывают геолого-геофизические исследования, Маньхамбовский блок представляет собой наиболее приподнятый в системе доуралид фрагмент земной коры, характеризующийся слабодифференцированным строением и осложненный куполообразной морфоструктурой центрального типа. Считается, что в процессе тектонических движений древние купола получали тепловые или динамические импульсы и генерировали мощный ювенильный тепловой поток. В результате в куполах возникали очаги гранитных расплавов, а вокруг них в породах обрамления формировалась метаморфическая зональность. Образовавшиеся при этом теплофлюидопотоки устремлялись в перекрывающие породы, что приводило к мобилизации и последующему переотложению рудных элементов. Таким образом, древние гранито-гнейсовые купола являются важнейшими рудоконтролирующими элементами для гидротермального минералообразования. При этом наиболее благоприятны для локализации оруденения краевые части гранитогнейсовых купольных структур. Регрессивный метаморфизм древнего ядра и связанная с ним гранитизация обусловили проявления как ураново-редкометалльной, так и кварцево-жильной хрусталеносной, а возможно – и благороднометалльной минерализации.

Источником рудного вещества для уранового и редкометалльного оруденения, по всей видимости, служат гранитоиды Маньхамбовского блока. Собственно Маньхамбовский гранитоидный массив располагается южнее, в пределах листа Р-40-ХІІ. В истоках р. Щугор Маньхамбовский массив прорван более молодым Ильяизским массивом, относимым авторами к сальнеро-маньхамбовскому гранит-лейкогранитовому комплексу (γV - Cs_2) коллизионного этапа байкальского ТМЦ. В пределах листа Ильяизский массив слагает крайнюю юго-западную часть территории. От Маньхамбовской структуры массив отделен толщей саблегорских вулканитов.

Другой важнейшей предпосылкой для формирования рассматриваемых рудных формаций служит проявление дифференцированных и контрастных серий и ассоциаций эффузивно-пирокластических пород (базальт-андезит-риолитовой, базальт-риолитовой, трахибазальт-трахириолитовой) на завершающих стадиях развития вулканических областей. Положительное значение имеют полицикличность вулканизма, формирование крупных палеовулканических структур кальдерного типа и иногда сопряженных с вулканизмом гранитоидных массивов. Кроме того, благоприятным фактором является специализация на уран, торий и редкие металлы продуктов вулканизма (в первую очередь кислых и стекловатых разностей) и позднеорогенных гранитоидов.

Начальная стадия формирования уран-редкометалльной минерализации связывается авторами с внедрением позднерифейско-вендской базальт-риолитовой формации. Вторая стадия сопряжена с проявлением трахибазальт-риолитового поздневендско-кембрийского комплекса. Заключительный этап становления рудных объектов был вызван позднепалеозойскими активизационными процессами, сопровождающимися монцобабро-монцонитовым магматизмом позднего карбона–ранней перми. В число элементов, определяющих геохимическую специализацию базальт-риолитовой формации, входят такие элементы как Zr и Nb, трахибазальт-риолитовой – Nb, Sn, Bi, Hf, монцобабро-монцонитовой – Li, Be, Sc и др. Урановорудные объекты листа (проявление Редка I, пункты минерализации и радиометрические аномалии) большей частью локализуются в пределах крупной Подчеремско-Тельпосской кольцевой вулканоструктуры, расположенной в северном экзоконтакте Ильяизского гранитного массива.

Кроме гранитоидов в рудообразовании участвуют субвулканические тела основного и среднего составов. Так, хрусталеносные кварцевые жилы локализуются, по данным предшествующих исследователей [117], в лежащем боку секущих даек метагаббродолеритов, которые выступали в качестве экранов для рудообразующих растворов. В контакте с согласными пластовыми телами диоритов располагаются нехрусталеносные кварцевые жилы.

В условиях размещения оруденения наблюдается четкий литологический контроль. Урановорудные объекты локализуются в породах саблегорской (RF_3-V_3sb) свиты. Большая часть проявлений и пунктов редкометалльной минерализации также приурочены к саблегорским (Бол. Турупья), реже – к лаптопайским (V_2-Clp) вулканитам (участки Восточный, Западный, Няртсюю). С саблегорскими отложениями связана также минерализация медно-кварц-сульфидной формации (Талтминское, Редка). Литологический контроль четко присутствует в размещении проявлений кварцево-жильных объектов. Хрусталеносные жилы локализуются на двух стратиграфических уровнях – в породах мороинской (RF_3mr) и тельпосской (O_1tl) свит и залегают в прослоях кварцитов, залегающих среди сланцев кварц-хлоритового состава. Наконец, медноколчеданное оруденение, характерное для Тагильской ММЗ, сопряжено с шемурской (O_3-S_3sm) вулканической свитой.

Важнейшее значение в формировании минерагенического облика территории имеют субмеридиональные структурные швы – Кулемшорско-Маньхамбовский и Нундерминско-Салатимский.

Кулемшорско-Маньхамбовская шовная зона – составной элемент крупных Народно-Юбрышкинского и Приосевого разломов. Это своеобразная флюидно-катакластическая система протяженностью более 100 км при мощности 1–3 км, состоящая из клиньев (пластин) разновозрастных породных комплексов. Зона проходит в западной части листа и представлена двумя ветвями – Парьяурским (9) и Североманьхамбовским (10) разломами. Южнее территории листа шовная зона проходит в восточном экзоконтакте Маньхамбовского массива, нападываясь на область структурно-стратиграфического несогласия, осложняя его и нередко совпадая с ним. Активизация зоны в мезозойское время привела к завершающему этапу формирования в области несогласия уран-редкометалльной минерализации на Маньхамбовской площади, к переотложению кремнезема и образованию проявлений оптического кварца и горного хрусталя, а также золото-сульфидно-кварцевой формации. На своем северном продолжении в пределах листа Кулемшорско-Маньхамбовская активизированная шовная зона контролирует проявления урана.

Нундерминско-Салатимская активизированная шовная зона также представляет собой сложнопостроенную пликтивно-дизъюнктивную систему субпараллельных тектонических структур надвигового типа, содержащих клинья разновозрастных (рифейско-палеозойских) породных комплексов. Зона протягивается в восточной части исследуемой территории и представлена ветвями Ятыинско-Ойканьёрского и Присалатимского региональных глубинных разломов. Эта структура во многом повторяет направление и ориентировку Главного Уральского разлома. В северной части зоны развита тантал-ниобиевая минерализация, в южной – медно-кварц-сульфидная.

Пути движения рудоносных гидротермальных растворов и транспортировки рудного вещества определяли в свою очередь системы разломов поперечной ориентировки. Так, основная ураноносность в пределах листа приурочена к блоку, образованному пересечением субмеридионального Североманьхамбовского (10), северо-западного Попьельского (18) и широтного Поньизского (17) разломов. Тантал-ниобиевые объекты (проявление Бол. Турупья, пункты минерализации, геохимические и радиометрические аномалии) локализуются в пределах тектонического клина, образованного пересечением Ятыинско-Ойканьёрского (13) субмеридионального, Туяхланьинского (6) северо-западного и широтного нарушений. Медно-кварц-сульфидные проявления Талтминское и Речное, а также геофизические и геохимические аномалии контролируются Ятыинско-Ойканьёрской (13) субмеридиональной ветвью Нундерминско-Салатимского шва и размещаются в узлах пересечения ее разломами, вмещающими речные долины рек Яныманья (Речное) и Талтма (Талтминское).

Хрусталеносные кварцевые жилы, как уже отмечалось, залегают в лежащих боках даек метагаббродолеритов. Считается, что дайки экранировали рудоносные гидротермальные растворы, способствуя отложению кварца и создавая условия для роста кристаллов горного хрусталя. Дайки имеют самую разную ориентировку и секут вмещающие породы, как по простиранию, так и по падению, фиксируя зоны разломов. Таким образом, дайковые тела метагаббродолери-

тов, как и собственно хрусталеносные жилы, выполняют системы тектонических трещин, образующих разрывные нарушения, контролирующие кварцевую минерализацию в пределах листа.

Для проявлений горного хрусталя установлено также рудоконтролирующее значение складчатых структур. Кварциты, локализирующие хрусталеносные кварцевые жилы, слагают ядерные части мелких антиклинальных складок высоких порядков.

Следует отметить также палеовулканические факторы в контроле размещения рудной минерализации. В пределах листа закартирован ряд палеовулканических структур центрального типа – Подчеремско-Тельпосская (2), Няртсююская (4), Яныманьинская (3) и Западно-Вольинская (1). Первые две, как уже отмечалось, вмещают большую часть урановорудных объектов. Яныманьинская вулканоструктура закартирована на площади Речного проявления. В пределах Западно-Вольинского палеовулкана на сегодня известны единичные пункты минерализации, сопровождаемые точечными и площадными геохимическими аномалиями.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Анализ всех рассмотренных минерагенических факторов дает основания для оконтуривания площадей, перспективных на разные полезные ископаемые.

Территория листа Р-40-VI располагается в пределах Уральского минерагенического пояса и небольшого фрагмента на юго-востоке, принадлежащего к Западно-Сибирской минерагенической провинции.

В пределах Уральского минерагенического пояса выделяются три минерагенические мегазоны (ММЗ): Центрально-Уральская, Западно-Уральская и Тагильская [2].

Центрально-Уральская ММЗ охватывает западную и центральную части площади листа и представлена здесь Ляпинской минерагенической зоной (МЗ). Западно-Уральская ММЗ традиционно объединяет две МЗ – Кожимско-Висимскую (Бельско-Елецкая СФЗ) и Верхнеманьинско-Синегорскую (Зилаиро-Лемвинская СФЗ). Первая из них включает небольшой фрагмент на северо-западе и меридиональную полосу в центральной части листа, вторая протягивается меридионально вытянутой полосой вдоль восточной границы Ляпинской зоны. Далее к востоку ее сменяет Западно-Тагильская минерагеническая зона Тагильской мегазоны.

Западно-Сибирская минерагеническая провинция представлена участком Сосьвинско-Салехардской МЗ.

Основные перспективы связаны с Ляпинской минерагенической зоной (2 q, Au, W, R/RF₂-O, C₃-P), которая в пределах листа представлена Турупьинско-Маньхамбовским редкометалльным рудным районом (2.1 R).

В пределах района выделяются три объекта – Подчеремский редкометалльно-урановорудный узел прогнозируемый (2.1.1 U, R), Турупьинский редкометалльно-рудный узел потенциальный (2.1.2 R) и Талтминский золото-меднорудный узел прогнозируемый (2.1.3 Cu, Au).

Подчеремский узел расположен в западной части листа и протягивается в меридиональном направлении вдоль Кулемшорско-Маньхамбовского структурного шва. Турупьинский и Талтминский узлы расположены в восточной половине листа и приурочены к Нундерминско-Салатимскому шву, к его северной и южной частям соответственно.

Фрагмент Кожимско-Висимской золото-железородно-полиметаллический МЗ (1 Pb, Zn, Fe, Au/C₃-P) в пределах листа практически не содержит признаков минерализации. В Верхнеманьинско-Синегорской железо-золоторудной зоне (3 Au, Fe/C₃-O) известны только единичные пункты минерализации меди и амфибол-асбеста.

Западно-Тагильская ванадиево-титаносная платино-железо-меднорудная МЗ (4 Cu, Fe, Pt (Ti, V)/O-D) потенциально перспективна на традиционные для палеоокеанического сектора виды полезных ископаемых – хромиты, железные руды, платиноиды, медноколчеданное оруденение. Однако структурно-вещественные комплексы зоны слагают только узкую полосу на крайнем востоке исследуемой территории, в пределах которой также известны только геохимические и геофизические аномалии и единичные пункты минерализации.

Сосьвинско-Салехардская бокситоносно-буроугольная МЗ (5 УБ, Al/T₃-J₂), край которой занимает юго-восточный угол площади листа, продуктивна на бурые угли и бокситы, их проявления расположены за пределами рассматриваемого листа.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Подчеремский редкометалльно-урановорудный узел прогнозируемый (2.1.1 U,R) включает комплексное оруденение нескольких рудных формаций: урановой березитовой и эйситовой, редкоземельно-редкометалльной апогранитовой щелочных метасоматитов, медно-кварц-сульфидной и кварцевожильной хрусталеносной.

Урановое оруденение представлено проявлением Редка I (IV-1-16), пунктом минерализации (IV-1-6) и множеством локальных радиометрических аномалий весьма слабой интенсивности (до 50 мкР/ч). При заверочных работах на аномалиях [89, 98] было определено повышенное содержание урана, но рудных минералов не было установлено. В связи с этим фактом на карте полезных ископаемых в масштабе 1 : 200 000 они указаны как аномальные геохимические точки. Компактные группы таких аномалий (III-1, IV-1, IV-3) объединены в участки, охарактеризованные в гл. «Полезные ископаемые» (Редка II, Мирон-Вань-Ньер, Сале и др.).

На юге узла в гранитах Ильяизского массива также были оконтурены [89] локальные радиоактивные аномалии низкой интенсивности (участки Лепта-Из и Пеленьер), при заверке которых рудные минералы обнаружить не удалось. На карте полезных ископаемых они также отмечены как аномальные точки редких земель, бериллия и молибдена. Водотоки на территории Подчеремского прогнозируемого узла заражены редкоземельными минералами, в первую очередь монацитом, который по содержанию в шлиховых пробах превосходит все другие минералы [86]; реже встречается ортит и еще реже ксенотим. Установлено 11 шлиховых потоков, в которых редкоземельные минералы играют ведущую роль (III-1-4, III-1-7, IV-1-18, IV-1-26, IV-1-27, IV-1-30, IV-1-39, IV-1-32, IV-1-40, IV-1-34, IV-1-38).

К медно-кварц-сульфидной рудной формации в прогнозируемом узле относятся 14 пунктов минерализации, представленной халькопиритом, борнитом, сфалеритом, реже галенитом в ассоциации с пиритом, магнетитом, гематитом (II-1-16, III-1-6, III-1-10, III-1-13, III-1-21, III-1-28, III-1-29, III-1-27, IV-1-1, IV-1-5, IV-1-10, IV-1-13, IV-1-14, IV-1-28). Кроме того, здесь оконтурены две площадные собственно медные и комплексные и 16 точечных геохимических аномалий.

В Подчеремском узле расположены также почти все хрусталеносные объекты листа – три проявления (III-1-24, IV-1-2, IV-1-23) и 10 пунктов минерализации (II-1-7, III-1-2, III-1-3, III-1-14, III-1-16, III-1-17, III-1-19, III-1-18, III-1-23, III-1-22).

Геологическая позиция Подчеремского прогнозируемого рудного узла определяется его положением в Кулемшорско-Маньхамбовской шовной структуре. Южнее рассматриваемого листа, на листе Р-40-ХII структура осложняет восточный экзоконтант Маньхамбовского гранитного массива и вмещает Турманскую рудную зону с комплексным уран-торий-редкоземельно-редкометалльным оруденением (Турман, Неизвестное, Южное, Укью и др.).

В пределах исследуемой территории Кулемшорско-Маньхамбовский шов представлен двумя параллельными ветвями – Североманьхамбовским (10) и Парьяурским (9) разломами, образующими тектоническую пластину субмеридиональной ориентировки и ограничивающими Подчеремский узел с запада и востока. Пластина сложена рифей-вендскими образованиями, в основном саблегорской свиты (RF_3sb_1), в меньшей степени мороинской (RF_3mr) и лаптопайской (V_2-Cip). Четко выражена связь оруденения с узлами пересечения Кулемшорско-Маньхамбовской зоны поперечными нарушениями северо-западного и субширотного направлений.

Большая часть известных урановорудных объектов располагается в южной части рудного узла, в нижней толще саблегорской свиты (RF_3sb_1), представленной базальтами, андезибазальтами, андезитами, риолитами и их туфами. Породы интенсивно метаморфизованы и превращены в серицитовые, альбит-серицитовые, альбит-карбонатные, альбит-хлоритовые сланцы. Минерализация сосредоточена в пределах палеовулканической постройки центрального типа, условно фиксируемой по наличию жерловых и прижерловых фаций и определенной закономерности фациальных изменений туфогенно-вулканогенных образований.

Редкоземельное оруденение, наоборот, концентрируется на севере узла, где чередуются выходы саблегорских и лаптопайских образований, в области пересечения субмеридиональных и широтных разломов, и контролируется Няртсуюской палеоструктурой (4).

Пункты медно-кварц-сульфидной формации широко распространены по всей площади прогнозируемого узла, нередко практически совмещаясь пространственно с урановыми и редкоземельными объектами. Тем не менее, все проявления локализуются в северной части, а одно из них – в непосредственной близости с редкоземельным (участок Западный).

Хрусталеносные объекты в свою очередь образуют две пространственные группы – северную и южную. Северная группа сосредоточена в тектоническом блоке между Тильтильминским (4) и Хомесским (14) северо-западными разломами, пересекающими Кулемшорско-Маньхамбовский шов. Южная группа, в которую входят три проявления, приурочена к Подчеремско-Тельпосской (2) вулканоструктуре и ассоциирует с урановой минерализацией.

Практический интерес из всех рассмотренных рудных формаций, на наш взгляд, может представлять только урановая, для которой выполнена оценка прогнозных ресурсов методом аналогии.

Рудные объекты Подчеремского урановорудного прогнозируемого узла относятся к урановой с молибденом, золотом и др. в березитах и эйситах, зон дробления в гранитах, вулканитах и углеродистых и терригенно-карбонатных толщах формации и широко распространены на Полярном (Андрияно-Павловское, Придорожное, Подснежное и др.) и Приполярном Урале (Народное, Ясное и др.). Аналогия прослеживается при сравнении геологической характеристики проявления Редка I с этими объектами.

Так, проявление Подснежное размещается на восточном крыле Малокарского блока и приурочено к поясу вулканических пород кислого состава протяженностью до 80 км. Оруденение локализуется в пределах субвулканической интрузии риолитов линейно вытянутой формы и протяженностью 2,5 км при мощности 20–30 м. Основное рудное тело столбообразной формы (сечением $36 \times 2,5$ м) прослежено по падению на 300 м в висячем эндоконтакте массива. Содержание урана – до 5 %. Основной рудный минерал – настуран, в зоне гипергенеза замещается урановыми чернями, гуммитами урана и уранофаном.

Проявления Подснежное, Придорожное и др., а также ряд радиоактивных аномалий входят в Пайпудыньскую потенциально урановорудную зону, выделенную специалистами «Зеленогорскгеология» С. П. Еремеевым и Ф. Ф. Таракановым (2007 г.). Зона располагается в западной части Харбейской площади вдоль ордовик-доордовикского структурно-стратиграфического несогласия (ССН) и прослеживается в северо-восточном направлении на 85 км. В пределах зоны в эрозионных «окнах» выходят образования бедамельской свиты верхнего рифея–кембрия, представленные вулканитами основного–среднего состава с прослоями терригенных и карбонатных пород, в том числе углеродсодержащих. Породы перекрыты с разрывом и угловым несогласием терригенными осадками манитаньрдской свиты нижнего ордовика и содержат в основании конгломераты и песчаники. Образования бедамельской свиты прорваны субвулканическими линейными телами риолитов верхнего кембрия, в которых в ореолах гидрослюдистых березитов выявлены проявления и аномалии. Здесь же отмечаются мелкие тела и дайки долеритов среднего ордовика, а в осадках нижнего ордовика – серия трубок эксплозивно-инъекционных брекчий кислого состава пермско-триасового возраста.

Аналогичное строение на юге в пределах Приполярноуральского (Ляпинского) ПУРР имеют Лемвинско-Тынаготская, Малдинская и Хобеизская потенциально-ураноносные зоны, вмещающие Кыншорское, Приозерное, Ясное, Народное и Тынаготское проявления урана.

Таким образом, как показывает приведенное описание, геолого-структурные позиции Пайпудыньской и Малдинской зон весьма близки к Подчеремскому узлу.

По состоянию на 1.01.2017 г. апробированные (поставленные на учет) ресурсы урана категории Р₃ Подчеремского редкометалльно-урановорудного узла прогнозируемого составляют 12,6 тыс. т (паспорт перспективного объекта № 7960966, база ВСЕГЕИ).

Прогнозные ресурсы редкоземельного и медно-кварц-сульфидного оруденения не рассматривались в связи с отсутствием промышленных объектов-аналогов в России.

По кварцевому сырью прогнозная оценка выполнена на основании общих закономерностей размещения хрусталеносных объектов Приполярноуральской провинции, представленных ниже.

Хрусталеносная кварцевая минерализация Приполярного Урала связана с герцинской тектонической эпохой. Определения абсолютного возраста минералов хрусталеносных гнезд и окологнездовых метасоматитов для 17 месторождений дают среднее значение возраста 264 млн лет [12]. Месторождения горного хрусталя и жильного кварца локализуются в самых разных породах: метаморфических сланцах (около 50 %), кварцитах, мраморах и мраморизованных карбонатных породах, амфиболитах, гранитах. Основным фактором, контролирующим кварцевую минерализацию и хрусталеносность, является наличие трещинных структур. Все проявления горного хрусталя приурочены к крупным меридиональным тектоническим нарушениям регионального масштаба. Хрусталеносные кварцевые жилы связаны с разломами северо-восточного

простираются и обычно локализуются в мелких оперяющих трещинах. Необходимым условием образования крупных хрусталеносных гнезд, помимо наличия низкотемпературных гидротермальных растворов, является присутствие во вмещающих породах большого количества кремнезема. Нередко жилы с хрусталеносными полостями приурочены к участкам интенсивного расланцевания и трещиноватости вблизи мелких даек и интрузий и к самим интрузивам.

Развитию хрусталеносной минерализации предшествовал широко проявленный процесс образования безрудных кварцевых жил, связанный с активизацией трещинной тектоники. Установлено, что согласные жилы в подавляющем большинстве нехрусталеносны. Они сложены массивным сливным, стекловатым или сахаровидным гранулированным кварцем и пригодны для получения кварцевого стекла. Секущие жилы, обычно сложенные молочно-белым крупнозернистым кварцем, выполняют трещины скалывания и отрыва; именно с ними генетически связаны хрусталеносные гнезда. Вертикальный диапазон распространения хрусталеносной минерализации на Приполярном Урале – от 300 до 500 м (повышение в сторону осевой части).

Условия локализации кварцевых объектов в пределах территории листа полностью соответствуют рассмотренным закономерностям, в связи с чем для прогнозной оценки территории на кварцевое сырье использованы данные, приведенные в объяснительной записке к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000 листа Q-40-XXXVI (Лорцемпея) [77], прилегающему к листу Р-40-VI с севера.

Промышленная хрусталеносная и кварцево-жильная минерализация на листе Q-40-XXXVI развита в пределах Торговско-Народнинского молибденово-вольфрамово-золоторудного хрусталеносного района, размещаясь в разных породах широкого возрастного диапазона (от раннего рифея до раннего ордовика). Самая многочисленная группа месторождений и проявлений в границах района сосредоточена в Неройской хрусталеносной кварцево-жильной зоне (в ранге рудного узла). Здесь находятся месторождения Додо, Центральный Паток, Зейка и ряд проявлений. Утвержденные запасы по категориям $A+B+C_1+C_2$ для Неройской зоны составляют: кристаллосырье – 816,9 т, горный хрусталь для плавки – 506,1 т, жильный кварц для плавки – 417,6 тыс. т, жильный кварц для синтеза – 0,3 тыс. т, пьезооптический кварц – 326 кг мбл/км². Кроме того, оценены прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2 для двух видов кварцевого сырья: горного хрусталя для плавки – 767,9 и 84,1 соответственно и для жильного кварца для плавки – 427,7 и 149,1 тыс. т соответственно. Сумма запасов и ресурсов характеризуется следующими величинами: кристаллосырье – 816,9 т, горный хрусталь для плавки – 1358,1 т, жильный кварц для плавки – 994,4 тыс. т, жильный кварц для синтеза – 20,2 тыс. т, пьезооптический кварц – 669,8 кг. Площадь зоны – 560 км². На основании этих данных по каждому виду кварцевого сырья определена площадная продуктивность: кристаллосырье – 1,5 т/км², горный хрусталь для плавки – 2,4 т/км², жильный кварц для плавки – 1,8 тыс. т/км², жильный кварц для синтеза – 0,04 тыс. т/км², пьезооптический кварц – 1,2 кг мбл/км² [76].

Площадь Подчеремского узла в пределах листа составляет 460 км². Умножив площадь на площадную продуктивность и коэффициент надежности 0,5, получим прогнозные ресурсы, отвечающие категории P_3 : кристаллосырье – 345 т, горный хрусталь для плавки – 552 т, жильный кварц для плавки – 414 тыс. т, жильный кварц для синтеза – 9,2 тыс. т, пьезооптический кварц – 276 кг.

Таким образом, в пределах Подчеремского редкометалльно-урановорудного узла прогнозируемого можно ожидать выявление среднего по масштабам месторождения урана. Рекомендуется проведение ГДП-50 в комплексе с поисковыми работами.

Турупьинский редкометаллнорудный узел потенциальный (2.1.2 R). В рудном узле находится проявление тантала и ниобия Бол. Турупья (I-4-11), близлежащий пункт минерализации (I-4-14), площадная литохимическая аномалия ниобия в ассоциации с иттрием и оловом (I-4-8), семт точечных литохимических аномалий редких металлов, в том числе тантала и ниобия, три радиометрические аномалии (I-4-6, I-4-12, I-4-13), расположенные друг под другом в виде цепочки, вытянутой в меридиональном направлении. На южном продолжении рудной зоны оконтурена еще одна площадная аномалия бериллия с медью и молибденом (II-3-2), а практически все водотоки рассматриваемого листа заражены редкометалльными минералами, часто в ассоциации с шеелитом и золотом: циркон-монацитовый шлик по правому притоку р. Бол. Турупья (I-4-4), монацитовый (I-3-6) и золото-цирконовый (I-4-15) по р. Туяхланья, циркон-золото-шеелитовые шлиховые потоки по левому притоку р. Бол. Турупья (I-4-2) и по р. Мал. Туяхланья (I-4-10) и др. Кроме того, по данным ИМГРЭ [118], у западной границы узла

в верховьях р. Волья в донных осадках выделен геохимический поток рассеяния платины и палладия (I-3-4), а у юго-западной – аномальный ореол палладия (II-3-7).

В геолого-структурном плане Турупинский рудный узел приурочен к субмеридиональным ветвям Нундерминско-Салатимской активизированной шовной зоны – Ятыинско-Ойканьёрскому (13) и Присалатимскому (7) региональным глубинным разломам. Узел локализуется в пределах клиновидного тектонического блока, образованного в результате пересечения субмеридиональных разломов поперечными нарушениями – Туяхланьинским (6) и расположенным севернее широтным. Площадь рудного узла сложена рифей-вендскими образованиями саблегорской (RF_3-V_1sb) свиты, отчасти мороинской (RF_3mr). Среди них широко развиты магматические образования разного состава, возраста и формационной принадлежности. Рудогенерирующая роль, по-видимому, принадлежит поньинскому монцогаббро-монцонитовому (ξC_3-P_1pn) комплексу и магматитам второй фазы саблегорских субвулканических образований ($\lambda RF_3-V_1sb_2$), редкоземельно-редкометалльная металлогеническая специализация которых установлена аналитически. Возможно, формированию тантал-ниобиевого оруденения отчасти способствовали интрузии манарагско-сивьягинского габбро-монцонит-диоритового комплекса (μV_1ms), характеризующиеся циркониевой специализацией. Кроме того, на участке проявления Бол. Турупья предполагается наличие нескрытого крупного тела гранитоидов, положение которого косвенно определяется аэрогадолиевой аномалией размером 8×3 км, вытянутой в меридиональном направлении и имеющей интенсивность до 7 мкР/ч [120]. Геохимические аномалии на участке, как и проявление, приурочены к породам мороинской и саблегорской свит.

Соотношения редкометалльных метасоматитов с вмещающими породами свидетельствует о после- или позднескладчатом времени формирования редкометалльных метасоматитов и их эпигенетическом характере по отношению к региональному метаморфизму. Возраст мусковита из редкометалльных альбититов определен по K-Ar изохроне в 330–320 млн лет (аналитик А. Д. Евстафьева), что соответствует среднекаменноугольному периоду. Возраст карбонатного метасоматоза соответствует средне-позднетриасовому периоду. Газово-жидкие включения во всех типах метасоматитов содержат аномально высокие концентрации CO_2 , CO, H_2 , CH_4 , NH_3 , что характеризует восстановительные условия щелочных гидротермальных растворов, несущих редкометалльное оруденение [75]. Авторами получена дополнительная датировка рудоносных метасоматитов проявления Бол. Турупья, полученная Pb-Pb методом в лаборатории ВСЕГЕИ. Она составляет $635,9 \pm 8,6$ млн лет и, очевидно, определяет позднерифейский возраст вмещающих оруденение саблегорских вулканитов.

Большинством исследователей отмечается достаточно близкое сходство Турупинского объекта с месторождениями Тайкеуского редкометалльного рудного узла на Полярном Урале. В Тайкеуском узле сосредоточены промышленные объекты апогранитовой редкоземельно-редкометалльной рудной формации, представленной Тайкеуским, Усть-Мраморным и Лонготюганским месторождениями с тантал-ниобий-редкоземельным оруденением альбититового типа. Месторождения разведаны как редкометалльные объекты в 1960–1967 гг. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы редких металлов узла (тыс. т): Ta_2O_5 – 44,5, Nb_2O_5 – 364,2, TR_2O_3 – 276,4, Sn – 77,2, BeO – 42 [15].

Авторами в редкометалльных рудах Тайкеуского месторождения было выявлено высокое содержание благородных металлов (г/т): в рудоносных альбититах Au – 0,90–3,44, Ag – 1,719–9,5, Pt – 0,07–0,39, Pd – 1,419–5,32, в березитизированных вмещающих сланцах – Au – 0,04, Ag – 1,54, Pt – 0,018, Pd – 0,557. Характерно, что в рудах Турупинского проявления авторами также зафиксировано невысокое, но выдержанное содержание золота – от 0,22 до 0,36 г/т.

При проведении ГМК-200 на Щучинской площади (лист Q-42-I, II) авторами была определена площадная продуктивность Тайкеуского рудного узла методом прямого расчета: Ta_2O_5 – 0,046 тыс. т/км², Nb_2O_5 – 0,371 тыс. т/км², ΣTR_2O_3 – 0,226 тыс. т/км², Au – 0,0667 т/км². Учитывая близкое сходство Турупинского рудного узла с Тайкеуским, считаем целесообразным выполнить оценку прогнозных ресурсов методом аналогии с использованием указанных значений продуктивности. Площадь Турупинского узла в пределах листа составляет 740 км². В результате умножения значения продуктивности на величину площади и на среднее значение коэффициента подобия 0,5 получены следующие результаты оценки прогнозных ресурсов категории P₃:

$$\begin{aligned} Ta_2O_5 &= 740 \times 0,046 \times 0,5 = 17 \text{ тыс. т;} \\ Nb_2O_5 &= 740 \times 0,371 \times 0,5 = 137 \text{ тыс. т;} \end{aligned}$$

$$\text{TR}_2\text{O}_3 = 740 \times 0,226 \times 0,5 = 83,6 \text{ тыс. т.}$$

$$\text{Au} = 740 \times 0,0667 \times 0,5 = 24,7 \text{ т.}$$

По состоянию на 1.01.2017 г. апробированные (поставленные на учет) ресурсы категории P_3 Турупьинского редкометалльного рудного узла составляют: для Ta_2O_5 17 тыс. т, Nb_2O_5 – 137 тыс. т (паспорт перспективного объекта № 7960967, база ВСЕГЕИ).

Исходя из полученных величин прогнозных ресурсов категории P_3 в пределах Турупьинского редкометалльного рудного узла прогнозируемого возможно выявление крупного по масштабам комплексного тантал-ниобиевого месторождения. Рекомендуется проведение ГДП-50 в комплексе с поисковыми работами.

Талтминский золото-меднорудный узел прогнозируемый (2.1.3 *Cu, Au*) включает два наиболее изученных проявления – Талтминское (III-3-10) и Речное (IV-3-15), пять пунктов минерализации (II-4-6, IV-3-10, IV-3-14, IV-3-16, IV-4-11), шесть площадных литохимических ореолов меди с цинком и свинцом и, реже, серебром, барием, молибденом, кобальтом (III-3-8, III-4-10, IV-3-3, IV-3-4, IV-3-8, IV-3-12), четыре комплексные геофизические аномалии вызванной поляризации и магнитного поля (III-3-9, III-4-5, IV-3-2, IV-4-12) и 10 аномальных геохимических точек меди. У южной границы листа в пределах узла в долине р. Яныманья, по данным ИМГРЭ [118], по донным осадкам выделен литохимический ореол (IV-3-11) и поток рассеяния (IV-3-13) золота. Золото устойчиво присутствует и в пробах, отобранных на проявлениях, хотя содержание его невысокое: на Талтминском – 0,14–0,38 г/т, на Речном – 0,1–0,37 г/т.

Талтминский рудный узел, как и Турупьинский, приурочен к Нундерминско-Салатимскому структурному шву, выраженному серией субмеридиональных ветвей, наиболее крупными из которых являются Ятйинско-Ойканьёрский (13) и Присалатимский (7) разломы. В пределах узла они пересекаются системой северо-западных разломов – Хомесским (14), Тильтильминским (4) и др. Узел также сложен преимущественно основными вулканитами и вулканогенными сланцами нижней толщи саблегорской свиты (RF_3sb_1), пронизанными кислыми телами верхней толщи ($\text{RF}_3\text{-Vsb}_2$). Наиболее крупные интрузивные массивы сложены породами многофазного сысьинского комплекса (RF_3ss): габбро первой фазы, диоритами второй, гранодиоритами и гранитами третьей. Реже встречаются малые тела монцонитов манарагско-сивьягинского габбро-монцонит-диоритового комплекса (μVms). Повсеместно развиты дайки основного и кислого составов обоих комплексов.

При прогнозно-поисковых работах ОАО УГЭС 2007–2009 гг. на медные руды [113] Талтминское проявление было вскрыто горно-буровыми работами и исследовано наиболее детально. В результате были оценены прогнозные ресурсы меди по категории P_2 для Талтминского участка площадью 0,9 км² в количестве 1,5 млн т. Согласно ЦНИГРИ, при переходе от одного минерогенического таксона к следующему (от месторождения к рудному полю и затем от рудного поля к рудному узлу) площадная продуктивность уменьшается в среднем на порядок, то есть в нашем случае рекомендуется использовать коэффициент 0,01. Отсюда следует, что площадная продуктивность по меди равна $1,5 / 0,9 \times 0,01 = 0,017$ млн т/км². Так как содержания меди в узле в целом достаточно низкие, примем коэффициент надежности 0,25, прогнозные ресурсы меди Талтминского рудного узла в целом по категории P_3 можно оценить в $190 \times 0,017 \times 0,25 = 0,8$ млн т.

Южнее на листе Р-40-ХII в той же зоне Нундерминско-Салатимского шва авторами выделен Наясманьинский прогнозируемый золоторудный узел [66, 68], который по своей геологоструктурной позиции и характеру прогнозируемого оруденения весьма близок к Талтминскому. В пределах узла авторами исследован ряд участков золото-сульфидной минерализации – Янгтумп, Пазыпатымсос, Матум-Тахамтамья и др.

В рудах Талтминского и Речного проявлений фиксируется невысокое, но устойчивое содержание золота (0,06–1 г/т – по данным спектрального анализа, 0,2–0,4 г/т – по результатам пробирного анализа). Прогнозные ресурсы золота Наясманьинского рудного узла оценены по аналогии с Воргавожским (Хальмерьинским) рудным узлом. Учитывая, что в геолого-минерогеническом плане Талтминский и Наясманьинский рудные узлы практически аналогичны, для авторской оценки прогнозных ресурсов золота в Талтминском рудном узле принят тот же эталон – Воргавожский рудный узел.

Воргавожский рудный узел расположен в юго-восточном обрамлении Хобеизского гранитоидного массива в пределах Лемвинско-Народнинской покровно-чешуйчатой зоны, конформно облекающей массив. Он сложен пластинами и пакетами пород позднепротерозойско-

го–раннепалеозойского возраста, формирующими чешуйчато-надвиговые комплексы, а с запада ограничен фронтом Лемвинского аллохтона. Узел слагают образования карбонатно-терригенной, углеродисто-терригенной, трахибазальт-базальтовой и базальт-риолитовой формаций с широким проявлением интрузивных образований, относящихся к габбро-диорит-гранитовой, габбро-монцонит-диоритовой, гранит-лейкогранитовой и трахириолитовой формациям. Рудная минерализация принадлежит к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Месторождения и проявления приурочены к пологим надвиговым структурам, разделяющим контрастные по составу вещественные комплексы.

Сумма утвержденных запасов ($C_1 + C_2$) и ресурсов ($P_1 + P_2$) по Воргавожскому рудному узлу составляет 27,1 т. Площадь узла – 353 км². Следовательно, площадная продуктивность равна $27,1 : 353 = 0,077$ т/км². Коэффициент надежности с учетом высокого сходства с объектом-эталонном и широкого развития поисковых признаков можно взять 0,6.

Для Талтминского узла площадью 190 км² прогнозные ресурсы категории P_3 составят $190 \times 0,077 \times 0,6 = 8,8$ т золота.

Полученные цифры прогнозных ресурсов категории P_3 указывают на возможность выявления в пределах Талтминского золото-меднорудного узла прогнозируемого месторождения среднего масштаба. Рекомендуется проведение ГДП-50 в комплексе с поисковыми работами.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На площади листа Р-40-VI гидрогеологические съемочные работы и планомерные специализированные гидрогеологические исследования не проводились, поэтому гидрогеологическая характеристика приводится на основе фондовых и литературных материалов.

Согласно гидрогеологическому районированию, большая часть изученной территории относится к Уральской гидрогеологической складчатой области (I). На основе карты районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 [25] в ней выделяются три структуры второго порядка: I₁ – Западно-Уральский гидрогеологический массив, I₂ – Центрально-Уральский гидрогеологический массив, I₃ – Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область. Они совпадают с крупными структурно-формационными мегазонами: Западно-Уральской, Центрально-Уральской, Тагильской. В северо-восточной части территории выделяется небольшой фрагмент Западно-Сибирского артезианского бассейна (II).

Согласно схеме геокриологического районирования Урала [20], территория листа принадлежит к Центральной геокриологической зоне сплошного, массивно-островного и редко-островного распространения многолетнемерзлых пород с температурами от –1 до +2,5 °С и мощностью многолетнемерзлых пород (ММП) до 200 м. Особенности строения (ММП) создают в целом неблагоприятные условия для формирования выдержанных по площади водоносных горизонтов и комплексов, ограничивают накопление естественных запасов подземных вод.

В условиях развития сплошной мерзлоты в пределах изучаемой территории отмечается развитие сквозных и несквозных таликов. Сквозные талики приурочены к долинам рек, несквозные распространены довольно широко и встречаются под небольшими озерами, на подветренных склонах и склонах южной экспозиции. Повсеместно талики распознаются по приуроченности к ним густых зарослей кустарника высотой 1,5–1,7 м.

На распространение и мощность развития многолетнемерзлых пород огромное влияние оказывает не только широтная зональность, но и высотная поясность, которая особенно отчетливо проявлена на Северном Урале. Гипсометрическое положение нижней границы пояса сплошных мерзлых толщ повышается от абс. отм. 1000 м; пояс массивных и редко-островных мерзлых пород поднимается лишь до отметок 700–800 м. Среди таликов отмечаются сквозные, развитые в долинах непромерзающих рек и озерных котловин, несквозные развиты повсеместно, но преимущественно тяготеют к южным и восточным (снегозаносимым) склонам. Кроме того, несквозные талики встречаются на участках полос стока, а также скоплений грубообломочного материала.

Многолетнемерзлые породы, имея сложное криогенное строение и различную мощность, распространены с поверхности, что определяет наличие в основном напорных подземных вод, верхним региональным водоупором для которых являются многолетнемерзлые породы.

В соответствии с классификационной схемой В. А. Кудрявцева [23], в пределах изученной территории развиты устойчивый и длительно устойчивый типы сезонного оттаивания от умеренно морского до почвенно-континентального с температурами минус 3 и 5 °С соответственно. Глубина слоя сезонного оттаивания различна и зависит от литологического состава и мощности рыхлых отложений, и составляет в песках – 0,4–2,0 м; в супесях – 0,4–1,6 м; в суглинках – 0,3–1,3 м; в торфах – 0,2–0,6 м.

По положению водовмещающих пород относительно многолетнемерзлых пород в районе выделяются следующие типы подземных вод:

- надмерзлотные воды (воды сезонно-талого слоя);
- межмерзлотные воды (приурочены к талым отложениям различной мощности среди многолетнемерзлых пород слоистого строения);

– подмерзлотные подземные воды.

Для всех гидрогеологических подразделений характерно совпадение областей питания и распространения. Питание происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, сезонного протаивания многолетнемерзлых пород. Режим источников в четвертичных образованиях непостоянный.

В основе выделения гидрогеологических подразделений лежат вещественный состав пород и степень их литификации, определяющие их водоносность с учетом развития многолетнемерзлых пород. Повсеместно распространены воды деятельного слоя, которые приурочены к различным стратиграфо-генетическим комплексам пород. Ввиду сезонности его характера (2–3 месяца) и малой мощности (обычно до 2–3 м) этот горизонт не имеет практического значения, и его характеристика не приводится.

Практически полностью площадь листа Р-40-VI перекрыта чехлом эоплейстоцен-голоценовых покровных отложений различного генезиса и небольшой мощности (1–5 м), за исключением фрагмента Западно-Сибирского артезианского бассейна, где ледниковые образования достигают 20 м и более. Покровные отложения малой мощности сняты с гидрогеологической схемы. Отсутствие фактических данных лишь с некоторой долей условности позволило выполнить гидрогеологическое расчленение. Согласно Методическим рекомендациям ВСЕГИНГЕО (2004 г.) в разрезе условно выделены: водоносные горизонты четвертичных образований и водоносные зоны трещиноватости коренных пород.

ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В отложениях четвертичной системы условно выделены следующие гидрогеологические подразделения (рис. 96):

– водоносный таликовый эоплейстоцен-голоценовый аллювиальный, озерно-болотный горизонт ($\alpha H, I, plIII-H$);

– водоносный таликовый неоплейстоценовый аллювиальный горизонт ($\alpha^{1-2}III, \alpha^4III$);

– относительно водоупорный криогенный горизонт ледниковых образований ($gllvn$).

Водоносный таликовый эоплейстоцен-голоценовый аллювиальный, озерно-болотный горизонт ($\alpha H, I, plIII-H$) приурочен к русловым и пойменным отложениям, а также к пониженным заболоченным участкам рельефа. Аллювиальные отложения представлены песчано-галечниковыми, супесями и суглинками мощностью 2,5–7,0 м. Русловый песчано-галечниковый, гравийный материал залегает на коренных породах и имеет коэффициент фильтрации 10–30 м/сут. Озерно-болотные отложения сложены супесями, суглинками с прослоями торфа. Мощность отложений – до 10 м.

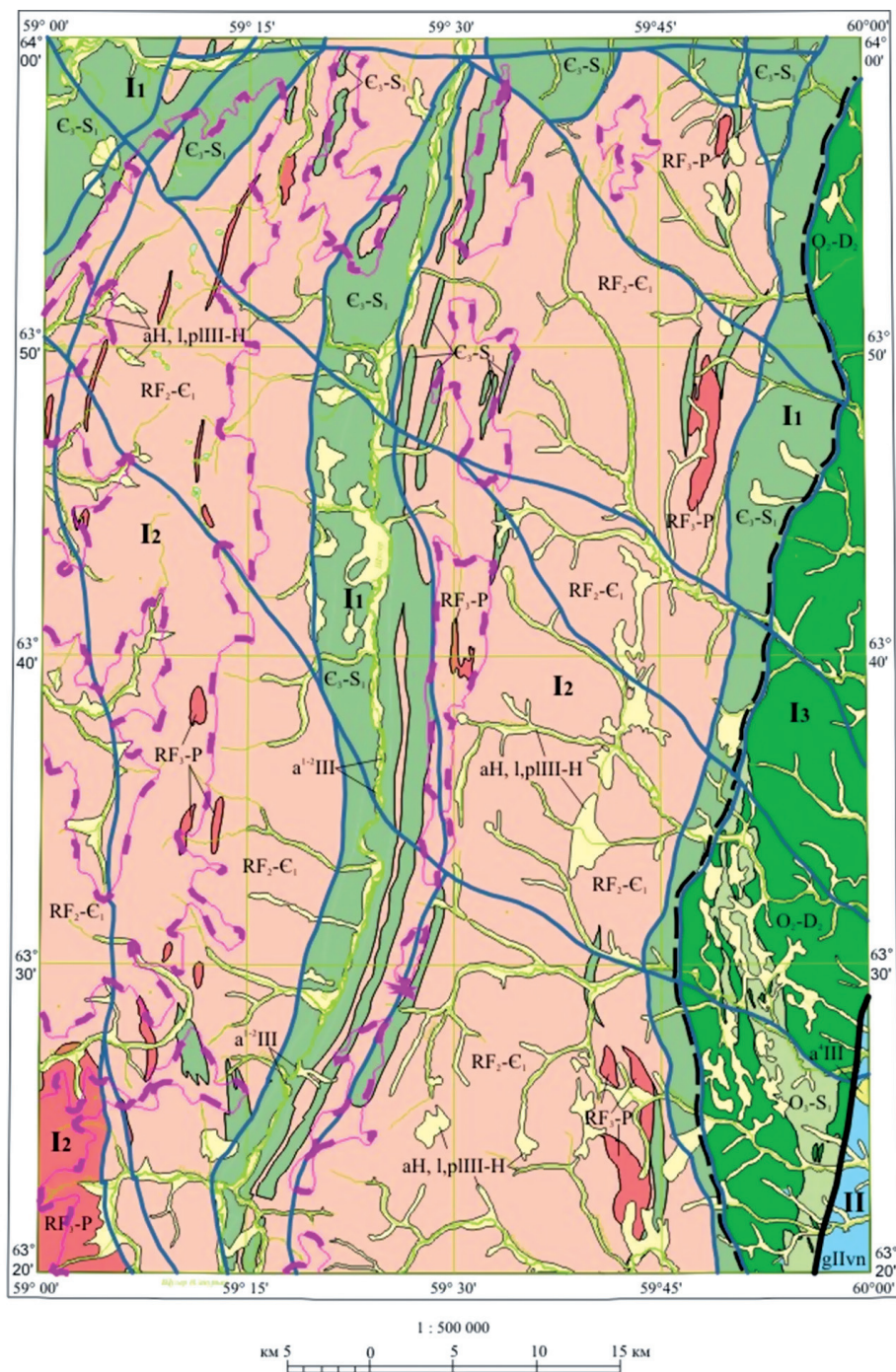
Глубина залегания грунтовых вод – от 0,3 до 3,0 м. Питание грунтовых вод осуществляется за счет атмосферных осадков, а также поверхностных половодных вод, пик которых приходится на конец мая–начало июня.

В гидродинамическом отношении подземные воды горизонта напорно-безнапорные. Напор создает криогенный водоупор небольшой мощности локального распространения, а также сезонный водоупорный барьер при промерзании деятельного слоя. Последнее обстоятельство приводит к образованию наледей. Ввиду непостоянства литологического состава отложений, водообильность их различная. Дебиты по скважинам колеблются от 0,6 до 3,0 л/с.

По химическому составу подземные воды без запаха и вкуса, гидрокарбонатные, магниевые, иногда в их составе появляется натрий.

Воды очень мягкие (общая жесткость – 0,35, карбонатность – 0,2 мг-экв/л). Минерализация – 0,5–1,0 г/дм³. Содержание компонентов выше предельно-допустимой концентрации (ПДК) отмечены по железу.

Водоносный таликовый неоплейстоценовый аллювиальный горизонт ($\alpha^{1-2}-III, \alpha^4III$) включает аллювиальные отложения I, II и IV надпойменных террас и пользуется распространением в долинах крупных и малых рек Щугор, Тельпос, Воля, Талтма и др. Горизонт является перспективным для изысканий подземных источников централизованного водоснабжения. Водовмещающие отложения представлены горизонтами песчано-гравийных образований, песков с валунами, супесями, мощностью 7,0–10,0 м. Глубина залегания подземных вод 1,0–3,0 м, зеркало которых слабо повышается к тыловому шву террасовых поверхностей.



Гидрогеологические подразделения, первые от поверхности

Водоносные горизонты четвертичных образований

- Водоносный таликовый эоплейстоцен-голоценовый аллювиальный, озерно-болотный горизонт (песчано-галечные отложения, супеси, суглинки с прослоями торфа) (aH, l, plIII-H)
- Водоносный таликовый неоплейстоценовый аллювиальный горизонт (песчано-гравийные образования, пески с валунами, супеси) (a¹⁻²III, a¹III)

II. Западно-Сибирский артезианский бассейн

- Относительно водоупорный криогенный горизонт ледниковых образований (glIvn) (суглинки, супеси с глыбами, щебнем и галькой)

I. Водоносные зоны трещиноватости коренных пород

I₁. Западно-Уральский гидрогеологический массив

- Водоносная, локально-водоупорная криогенная зона в терригенно-осадочных метаморфизованных породах (C₁-S₁) (известняки, известняки доломитизированные, доломиты, филлитовидные алевроглинистые сланцы, кварцевые песчаники, конгломераты)

I₂. Центрально-Уральский гидрогеологический массив

- Водоупорная, локально-водоносная криогенная зона в интрузивных породах (RF₁-P) (граниты, гранодиориты, диориты, диоритогнейсы, габбродолериты, габбро)
- Водоупорная, локально-водоносная криогенная зона в вулканогенно-осадочных и метаморфических породах (RF₂-C₁) (кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые песчаники, филлитовидные, алевроитовые, аповулканогенные сланцы, базальты, андезиты, риолиты)

I₃. Тагильско-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область

- Водоносная, локально-водоупорная криогенно-таликовая зона в интрузивных породах основного состава (O₂-D₂) (ультрамафиты, метагаббро, габбро, амфиболовое, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты)
- Водоносная, локально-водоупорная криогенно-таликовая зона в вулканогенно-осадочных и метаморфических породах (O₂-S₁) (базальты, андезибазальты, аповулканогенные сланцы)

Гидрогеологические подразделения, имеющие линейное распространение

- Водоупорная, локально-водоносная субкриогенная зона тектонических нарушений и зон трещиноватости

Прочие обозначения:

- Границы распространения первых от поверхности гидрогеологических подразделений
- Границы гидрогеологических структур первого (a) и второго (б) порядков
- Границы распространения сплошной многолетней мерзлоты (криогенный водоупор)

Рис. 96. Гидрогеологическая схема листа P-40-VI.

В гидродинамическом отношении подземные воды горизонта напорно-безнапорные. Напор создает криогенный водоупор небольшой мощности локального распространения, а также сезонный водоупорный барьер при промерзании деятельного слоя, что приводит к образованию наледей. Величина напора изменяется от 5 до 12 м. Ввиду непостоянства литологического состава отложений, водообильность их различна. Дебиты по скважинам колеблются от 0,6 до 7,5 л/с, коэффициенты фильтрации изменяются от 4,4 до 20,0 м/сут.

Восполнение запасов подземных вод происходит за счет инфильтрации снеготалых, паводковых вод и дождевых осадков. Разгрузка осуществляется в руслах рек, часть запасов расходуется на питание водовмещающей толщи. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые с минерализацией до 20 мг/дм³. Содержание железа превышает ПДК.

Относительно водоупорный криогенный горизонт ледниковых образований (gl/vn) распространен в юго-восточной части территории листа и принадлежит к Западно-Сибирскому артезианскому бассейну, залегая первым от поверхности, мощность его – до 30 м. Водовмещающими являются суглинки, супеси с глыбами, щебнем и галькой. Свободная поверхность вод залегает на глубине 1–10 м. Дебиты скважин изменяются в пределах от 0,001 л/с до нескольких литров в секунду. По химическому составу воды гидрокарбонатные с минерализацией от 0,1 до 1,5 г/дм³. Питание вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и паводковых вод.

ВОДОНОСНЫЕ ЗОНЫ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД

Западно-Уральский гидрогеологический массив (I₁)

Водоносная, локально-водоупорная криогенная зона в терригенно-осадочных метаморфизованных породах (Є₃-S₁) расположена в западной, центральной и восточной частях территории листа Р-40-VI. Водовмещающими породами являются зоны трещиноватости филлитовидных, алевроглинистых сланцев, кварцевых песчаников, известняков доломитизированных. Рассматриваемая водоносная зона до абс. отм. 600–700 м проморожена и принадлежит к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород с температурами (минус 1)–0 °С. Ниже породы локально проморожены и принадлежат к зоне редко-островной мерзлоты. В таликовых зонах водопроницаемость пород низкая (до 1 м³/сут). Питание вод происходит за счет таяния снежников, инфильтрации и инфилюации атмосферных осадков, а также за счет талых и паводковых вод. Значительная расчлененность рельефа обеспечивает хорошие условия дренирования водоносных зон местной речной сетью. Воды безнапорны, разгрузка в виде нисходящих источников с дебитами 0,4–6 дм³/с. По химическому составу воды пресные с минерализацией 1–10 г/дм³, гидрокарбонатные, кальциевые, иногда магниевые, мягкие (с рН от 6,0 до 7,2).

Центрально-Уральский гидрогеологический массив (I₂)

Водоупорная, локально-водоносная криогенная зона в интрузивных породах (RF₃-P) развита ограниченно в юго-западной и центральной частях площади листа. Водовмещающие породы – зона экзогенной трещиноватости, развитая до глубины 30–40 м в гранитах, гранодиоритах, диоритогнейсах, габбродолеритах и др. Породы водоносной зоны проморожены, лишь локально отмечаются таликовые зоны. В таликовых зонах водопроницаемость низкая – от 1 до 3–5 м³/сут. По типу скопления воды трещинные; приуроченные к зонам развития экзогенеза трещиноватости, достигающий мощности 10–15 м. Питание трещинных вод происходит при инфильтрации атмосферных осадков и паводковых вод. Разгрузка водоносной зоны отмечается в реках и в нижних частях склонов в виде родников. Родники нисходящие, с дебитами 0,5–1,0 л/с, существующие преимущественно в весенне-летний период. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-калиево-натриевые, иногда гидрокарбонатно-сульфатные, калиево-натриевые с минерализацией 0,04–0,06 г/дм³.

Водоупорная, локально-водоносная криогенная зона в вулканогенно-осадочных и метаморфических породах (RF₂-Є₁) занимает западную и центральную части площади листа. Водовмещающие породы – зона экзогенной трещиноватости мощностью 30–40 м в кварцитах, кварцитопесчаниках, кварцевых песчаниках, филлитовидных, алевроитовых, аповулканогенных слан-

цах, базальтах, андезитах, риолитах и др. Абсолютные отметки, в пределах которых развита зона, составляют от 1619 м (гора Тельпос-Из), 841 м (горы Перекат) до 190–230 м (долины рек), в центре территории листа – 700–540 м, что говорит о неоднородности развития мерзлоты и, соответственно, водообильности. На талых участках воды зоны трещинные, трещинно-жильные, безнапорные и напорные. Питание (в пределах таликовых зон) атмосферное. Глубина залегания подземных вод меняется от 0 до 20 м. Дебиты скважин от 0,01 л/с, расходы нисходящих источников – от 0,001 до 1 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные, с минерализацией до 0,2 г/дм³.

Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (Iз)

Область включает следующие гидрогеологические зоны:

– водоносную, локально-водоупорную криогенно-таликовую зону в интрузивных породах основного состава (O₂-D₂);

– водоносную, локально-водоупорную криогенно-таликовую зону в вулканогенно-осадочных и метаморфических породах (O₃-S₁).

Водоносная, локально-водоупорная криогенно-таликовая зона в интрузивных породах основного состава (O₂-D₂). Породы, слагающие зону – ультрамафиты, метагаббро, габбро амфиболовое, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты – интенсивно трещиноватые и содержат трещинные и жильные воды. Воды напорные или напорно-безнапорные. Глубина залегания подземных вод – от 0 до 30 м. Дебиты скважин составляют 0,1–3,0 л/с, дебиты источников – 0,02–0,5 л/с. Воды гидрокарбонатные. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков и паводковых вод. Разгрузка осуществляется в речные долины и в виде нисходящих родников.

Водоносная, локально-водоупорная криогенно-таликовая зона в вулканогенно-осадочных породах и метаморфических породах (O₃-S₁). Вмещающими породами являются базальты, андезибазальты, аповулканогенные сланцы. Подземные воды залегают на глубине 5 м и более. Дебиты скважин изменяются от 0,2 до 2,0 л/с и более, расходы источников – от 0,001 до 20 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные с минерализацией до 0,7 г/дм³. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков и паводковых вод. Разгрузка – в речные долины и в виде нисходящих родников.

Воздействие дизъюнктивных нарушений на гидрогеологическую обстановку площади листа достоверно не известно, однако можно предполагать, что часть нарушений, которые представляют собой зоны питания, разгрузки и транзита, являются талыми. Промороженные нарушения являются непроницаемыми и формируют экран, нарушающий поток движения подземных вод.

Наиболее перспективными для водоснабжения являются подземные воды четвертичных отложений. В районах, где все водоносные зоны проморожены, для водоснабжения могут быть использованы поверхностные воды, имеющие гидрокарбонатный, кальциевый состав.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В соответствии со схемой ландшафтно-геохимического районирования, территория работ располагается в пределах Североуральской горной области и принадлежит к горно-таежному поясу.

На рассматриваемом листе выделено четыре типа ландшафтов. В пределах горной части – крутые склоны гольцов; средневысотные, сильно расчлененные горы; низкие расчлененные горы, кряжи, денудационно-аккумулятивные равнины межгорных и предгорных впадин, равнинной части – денудационно-аккумулятивная равнина, занимающие, соответственно 5, 60, 15 и 10 % площади листа [2]. Контрастное геоморфологическое строение и высотная поясность климата района обусловили пестроту почвенного и растительного покрова, вертикальную (высотную) поясность ландшафтных подразделений. В гольцовом поясе развиты щебенчатые почвы, в горно-таежном – оподзоленные, подзолистые и подзолисто-глеевые. В долинах рек – аллювиальные почвы, в пределах денудационно-аккумулятивной равнины сочетаются песчанисто-глеевые, подзолистые, торфяно-глеевые почвы.

Кроме природных довольно значительное распространение имеют природно-антропогенные и антропогенные ландшафты. Первые из них представлены вторичными лесами и вырубками, вторые – техногенными комплексами. Природно-антропогенные и антропогенные ландшафты показаны линейными и внесмаштабными знаками. Также внесмаштабными знаками показаны участки развития экзогенных геологических процессов.

В целом район можно отнести к территориям со слабонарушенными естественными ландшафтами, техногенное воздействие на которые в целом незначительно и связано в основном с проведением здесь эпизодических поисковых и разведочных работ с сопутствующим бурением и проходкой горных выработок на участках уранового (Редка I, II) и редкометалльного оруденения (Туропинское), меди (Речное), железа, полиметаллов и, отчасти, россыпного золота и платины (реки Воля, Туяхланья, Талтма) в 1960–1990-е годы и в начале нынешнего столетия, а также позднее, при прокладке линии газопровода (юго-западная часть территории листа).

Природные условия рассматриваемой территории сложные и, как правило, не благоприятствуют хозяйственным работам, о чем свидетельствуют приводимые ниже характеристики природных комплексов.

Плосковершинные и наклонные поверхности элювиального и элювиально-делювиального накопления (1) развиты в горной части территории. Массивы пород геологического основания представлены здесь прочными и высокопрочными скальными грунтами. Четвертичный покров элювиальных, элювиально-десерпционных, элювиально-делювиальных и делювиально-десерпционных образований сравнительно маломощный (до 4–6 м) и представлен глыбово-щебнисто-дресвяным материалом с супесчано-суглинистым заполнителем. Для данного ландшафта на отметках выше 800 м характерны проявления многолетней мерзлоты. Мощность сезонно-талого слоя (СТС) варьирует от 1–2 до 4–6 м, в зависимости от крутизны склонов, их экспозиции и мощности рыхлых отложений. С процессами промерзания и протаивания СТС связано вымораживание щебнистого и глыбового материала с образованием каменных россыпей, медальонов протаивания, каменных колец-«бордюров».

Достаточно высокая степень поражения ландшафта криогенными процессами (порядка 40–60 %), относимыми к опасным, позволяет оценить природный комплекс как среднеустойчивый к внешним воздействиям.

Денудационная и аккумулятивно-экзарационная поверхность (2) имеет сильно расчлененный вид с крутыми и средней крутизны склонами преимущественно криогенно-гравитационного сноса и накопления. Этот ландшафт получил наиболее широкое распространение на пло-

щади листа. Коренное основание ландшафта сложено метаморфическими и магматическими породами протерозойского и палеозойского возраста с жесткими структурными связями. Поверхностные образования склонового ряда представлены в переменных пропорциях глыбовым, глыбово-щебнистым материалом, суглинками, супесями, глинами мощностью от 1–4 м на верхних частях склонов до 10 м у их подножий. Ландшафт характеризуется прерывистым распространением мерзлоты, мощностью 1–3 м с максимумом на наветренных склонах и в нижней части таковых в восточной половине площади листа.

Склоны крутые (15–40°), несмотря на сильную залесенность, осложнены многочисленными бороздами, рывтинами, узкими долинами малых водотоков, сухими логами, каменными реками-курумами, шлейфами осыпного и обвального типов. Ведущими в рельефообразовании являются гравитационные и криогенные процессы. Пораженность ландшафта криогенными процессами составляет около 30 %. Геодинамическое состояние ландшафта в целом оценивается как устойчивое.

Для ландшафтов поверхности водоразделов и их склонов характерна средняя степень геохимической устойчивости. Горные ландшафты являются преимущественно автономными, поэтому их геохимическая специфика обусловлена рудоносностью этих территорий. Так, в верховьях р. Щугор почвы характеризуются умеренноопасными содержаниями Cu, Mo, Cr, Nb, Zn. Характерным для горных ландшафтов является загрязнение почв естественными радионуклидами в связи с наличием урановых и редкометалльных рудопоявлений, способных создавать на отдельных участках опасный уровень радиоактивного загрязнения.

Потенциальную экологическую опасность представляют многолетние криогенные процессы – термокарст, пучение, связанные с зоной островного развития многолетнемерзлых пород.

Денудационно-аккумулятивные холмисто-грядовые поверхности с пологими склонами гравитационно-криогенного сноса (3) с ледниковым и водно-ледниковым комплексами осадков отличаются большой пестротой литологического состава и ландшафтно-геохимических условий, незначительными и умеренными мощностями рыхлых четвертичных образований. Ландшафт характеризуется прерывистым распространением ММП мощностью от 5–7 до 20–25 м. Склоны, несмотря на малую крутизну (за исключением береговых обрывов в современных речных долинах), осложнены многочисленными эрозионными бороздами, делами, рывтинами, врезами боковых притоков. Пораженность ландшафта склоновыми процессами составляет 60–80 %. Почвы таежные подзолисто-глеевые, оподзоленные, глеевые, болотные. Растительность древесная с преобладанием хвойных пород, травянисто-кустарниковая, мхи, лишайники. Геодинамическая устойчивость ландшафта слабая.

Денудационно-аккумулятивные ландшафты обладают средней степенью геохимической устойчивости. В почвах ландшафтов, в концентрациях, превышающих ПДК, встречаются Cr, Cu, Ba, Zn. В донных отложениях водотоков отмечаются незначительно превышающие ПДК концентрации W, Zn, Cr, V. Из экзогенных геологических процессов преимущественное влияние на экологию оказывают процессы овражной и ветровой эрозии, суффозии, оползания грунтов, обвалы, заболачивания, криогенного пучения.

В верхних частях склонов миграция элементов осуществляется в условиях окислительной среды при близком залегании коренных пород. В нижних частях и в днищах межгорных котловин, перекрытых аллохтонными делювиальными наносами, существует довольно однородный химический и минеральный состав рыхлых образований, который практически не связан с подстилающими коренными породами. Наиболее обеднены микроэлементами четвертичные отложения, перекрывающие коренные породы и коры выветривания. Геохимическая устойчивость ландшафта высокая.

Денудационно-аккумулятивная поверхность межгорных депрессий (долин) с полигенетическим комплексом осадков (4). Природные комплексы и ландшафты этого типа формировались как в зоне низкорельефа, так и в зоне кряжа при активном участии зырянского и сартанского ледников горно-долинного типа. Литологически в своей основе они представлены комплексами ледниковых, гляциофлювиальных, делювиально-солифлюкционных, коллювиальных и аллювиальных отложений. В речных долинах здесь широко развиты наледи, на склонах – сезонно-талые грунты. Почвенно-растительный покров прерывистый и невыдержанный по мощности, вплоть до исчезновения к верховьям рек (особенно в зоне кряжа). Почвы глеево-подзолистые, подзолисто-глеевые, аллювиальные. Растительные сообщества представ-

лены древесными породами темно-хвойной горной тайги, кустарниками, травами, мхами и лишайниками. Геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

Эрозионно-аккумулятивная слаборасчлененная поверхность (5) речных долин с аллювиальным, озерно-аллювиальным и озерно-болотным комплексом осадков получила развитие преимущественно в зоне педиплена. Ландшафт в своей геологической основе представлен комплексами аллювиальных пойменно-русловых и террасовых отложений, в меньшей степени – озерными (старичными) и озерно-болотными осадками. Мощность отложений изменяется от 1,5 до 10–12 м. Ведущими экзогенными процессами являются эрозионная и аккумулятивная деятельности рек и временных водотоков, сопровождающиеся обвально-осыпными и, местами, оползневыми процессами. Геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость – слабая, что во многом обусловлено отсутствием естественной защиты грунтовых вод от загрязнения.

Техногенные ландшафты (6) представлены промышленным подтипом. Промышленные ландшафты выделяются как линейные промышленные объекты (грунтовые и тракторные дороги; линии электропередач; газопровод, просеки). Максимальная степень антропогенной нагрузки на природу наблюдается вдоль линии газопровода Хулимсунт–Вуктыл с полосой отчуждения около 1 км, с которой совмещена автомобильно-тракторная дорога [104]. На этих площадях повсеместно присутствуют техногенные грунты, свалки бытовых отходов; отмечается загрязнение поверхностных и подземных вод фенолами и нефтепродуктами.

Экологическую обстановку в районе, рассматривая его территорию как слабоосвоенную, в целом можно считать удовлетворительной. Проявление неблагоприятных склоновых и криогенных процессов в горной части территории листа дает основание оценивать геоэкологическое состояние среды как напряженное, в предгорной, сравнительно выровненной полосе – как благоприятное.

Необходимо отметить, что почти 45 % площади листа входит в состав Национального парка «Югыд ва» и относится к особо охраняемым территориям Российской Федерации.

Зонами экологического риска в пределах территории следует считать участки, прилегающие к трассе газопровода, высокая степень изношенности которого приводит к частым авариям с тяжелыми последствиями для окружающей среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территорию листа Р-40-VI имеется Госгеолкарта-200 первого поколения Г. И. Дашкевич (1999 г.), которая, как и материалы средне- и мелкомасштабных съемок, геологического картирования, включая и ГК-1000/3, а также целый комплекс работ поискового, поисково-оценочного и тематического характера, проведенных после составления комплекта первого поколения, послужила основой для составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 второго поколения. Эти данные совместно с информацией по геологическому доизучению, выполненному авторами в 2013–2015 гг. и их актуализации в 2016–2017 гг. позволили существенно изменить представление о геологическом строении, полезных ископаемых и истории формирования территории листа Р-40-VI. Основные результаты проведенных исследований приводятся ниже.

1. Составлен комплект современной геологической основы масштаба 1 : 200 000 (Государственная геологическая карта РФ) листа Р-40-VI (г. Тельпос-Из), включающий:

- геологическую карту дочетвертичных образований с зарамочным оформлением (стратиграфическая колонка, геологический разрез, условные обозначения, тектоническая схема, схема тектонического районирования, геологические схемы расположения структурно-формационных зон и подзон, схема гравитационных аномалий, карта аномального магнитного поля, схема использованных материалов, схема расположения листов;

- геологическую карту четвертичных образований с зарамочным оформлением (геоморфологическая схема, условные обозначения, схема корреляции подразделений, схема геодинамической и геохимической устойчивости ландшафтных подразделений, схема использованных материалов, схема расположения листов, схема эколого-геологических условий, схема соотношения четвертичных образований и геолого-геоморфологический разрез);

- карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения с зарамочным оформлением (условные обозначения, таблица полезных ископаемых, минерагенограмма, схема минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых, схема использованных материалов, схема расположения листов).

2. Стратиграфическое расчленение площади листа проведено в соответствии с утвержденными легендами Северо-Уральской ГГК-200/2 и Уральской ГГК-1000/3 серий и их актуализированных вариантов с учетом стратиграфических схем IV УрМСС. По результатам геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 [67] и работ по составлению и подготовки к изданию листа Р-40-VI (Турूपьинская площадь):

- в северо-западной части листа Р-40-VI на основе изотопно-геохимических данных, полученных по результатам работ 2016 г., уточнено площадное распространение терригенных отложений лаптопайской свиты (V_2 -С), ранее относимых к тельпосской свите (O_1);

- показан рудоносный и рудовмещающий характер саблегорской и лаптопайской свит для комплексной уран-редкометалльной ассоциации;

- уточнено положение вулканогенных отложений траппового типа в мороинской свите;

- на основе комплексной переинтерпретации геолого-геофизической информации (ΔT , U , Th , K) откорректированы границы основных стратиграфических подразделений;

- впервые стратифицированные и нестратифицированные образования охарактеризованы комплексными петро-геохимическими методами;

- скорректированы границы площадей развития и литологического состава гляциогенных, флювиальных образований среднего неоплейстоцена и флювиогляциальных образований верхнего неоплейстоцена, уточнены границы их распространения и пространственные соотношения.

3. Углубленное изучение магматизма листа Р-40-VI позволило существенно пополнить наши знания о геологическом строении территории, откартировав, обосновав и уточнив современными аналитическими методами (U-Pb SHRIMP-II, Rb-Sr и Sm-Nd датирование, метод ICP-MS) информацию по следующим комплексам:

- впервые выявлено и охарактеризовано антидромное строение лаптопайских субвулканических образований;
- показан кембрийский возраст второй фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса;
- подтвержден вендский возраст манарагско-сивьягинского комплекса габбро-монцонит-диоритового;
- впервые удалось показать наличие, специфику и уточнить возраст проявлений позднепалеозойского магматического этапа (поньинский комплекс монцогаббро-монцонитовый);
- на площади впервые выделен сысынский габбро-диорит-гранитовый комплекс и обоснован его позднерифейский возраст.

4. Исследование тектонического строения листа показало, что изученная территория расположена в пределах северной части Уральской аккреционно-складчатой системы, включающей Ляпинскую структурно-формационную зону байкалид (доуралид), осложненную аллохтонными (Бельско-Елецкая, Зилаиро-Лемвинская, Западно-Тагильская) структурно-формационными зонами палеозоя (уралид), перекрытых чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Приполярно-уральской структурно-формационной зоны. Доуралиды картируются в ядре Маньхамбовского антиклинорного блока и имеют самостоятельный, часто затушеванный последующими процессами, структурный план северо-западной ориентировки, дискордантный к вышележащим палеозойским отложениям. Уралиды представлены чешуйчато-надвиговыми системами Косью-Вишерского, Присалатимского, Западно-Тагильского аллохтонов, относимых к Западно-Уральской и Тагильской СФМЗ. Все структурно-формационные зоны отделены глубинными структурами разной кинематики (включая коллизионные и сутурные швы), достаточно четко отражаются в физических полях и фиксируются как аэрокосмометодами, так и прямым геологическим картированием.

В центральной (междуречье р. Щугор и верховье р. Талтма) и северо-западных частях листа Р-40-VI (междуречье Няртсюю–Щугор) уточнена тектоническая позиция Маньхамбовской антиклинали, являющейся южным сегментом Ляпинского антиклинория. Уточнены границы, литологический состав и строение Верхнешугорской грабен-синклинали.

Показано, что тектонический облик северной части Маньхамбовской антиклинали определяет эродированная палеовулканическая структура центрального типа, осложненная с запада терригенным ансамблем горы Тельпос-Из, относимого к Бельско-Елецкой СФЗ.

5. Структурно-тектоническая позиция байкалид трактуется исходя из внутри- и окраинно-континентальной геодинамики, с образованием типичных внутриплитных, рифтовых и коллизионных комплексов. Раннепалеозойская эволюция тектоно-магматических процессов в мантии обусловлена перерастанием континентального рифта в океанический, приведшим к раскрытию Уральского палеоокеана с формированием на западе (в современных координатах) пассивной окраины континента, а на востоке – классической фемической океанически-островодужно-коллизионной системы. В течение киммерийского и альпийского этапов в эмерсивно-трансгрессивных обстановках происходили, вероятно, проявления внутриплитных гипогенно-гипергенных процессов.

6. Минерагеническую специализацию листа Р-40-VI (г. Тельпос-Из) определяют редкие, радиоактивные и цветные металлы, а также кварц и горный хрусталь, образующие единичные проявления и пункты минерализации, сопровождающиеся геохимическими и геофизическими аномалиями и шлиховыми потоками. Рудные объекты большей частью приурочены к активизированным шовным зонам субмеридионального простирания – Кулемшорско-Маньхамбовской на западе листа и Нундерминско-Салатимской на востоке, а именно – к узлам их сочленения с северо-западными структурами, и залегают в породах саблегорской свиты позднего рифея–венда в пределах Ляпинской минерагенической зоны.

На юго-западе территории в северном экзоконтакте Ильяизского массива гранитов находится проявление урана Редка I, принадлежащее к формации ураноносных березитов и эйситов. Севернее в той же зоне установлено три проявления редкоземельных элементов (участки Западный, Восточный и Няртсюю), отнесенных к редкоземельно-редкометалльной формации в щелочных метасоматитах. На северо-востоке территории листа в узкой тектонической пластине, прилегающей к Присалатимскому аллохтону, локализуется проявление тантала и нио-

бия Большая Турупья той же рудной формации. Обе шовные зоны контролируют минерализацию медно-кварц-сульфидной с золотом формации. Наиболее изученные проявления Талтминское и Речное расположены к югу от проявления Большая Турупья в одной меридиональной полосе. Хрусталеносные объекты жильной гидротермальной формации хрусталеносных кварцевых жил включают три проявления (участки Пырва, Редка и Безымянный) и многочисленные пункты минерализации в Кулемшорско-Маньхамбовской зоне, часто пространственно сближенные с урановым и редкоземельным оруденением.

В Западно-Тагильской минерагенической зоне имеются признаки магматической титан-железородной (проявление Хомесское), медно-титан-ванадиевой и медно-цинковой колчеданной (пункты минерализации, геофизические и геохимические аномалии) формаций. В водотоках площади установлена рассеянная золотоносность.

7. Минерагеническое районирование проведено и актуализировано в соответствии с обновленной геологической основой, структурно-формационной и структурно-тектонической схемами. Всего выделено пять минерагенических зон, три рудных узла прогнозируемых. Основные перспективы площади связаны с Ляпинской минерагенической зоной, представленной Турупинско-Маньхамбовским рудным районом. В его пределах оконтурены Подчеремский редкометалльно-урановорудный узел прогнозируемый и Талтминский золото-меднорудный узлы прогнозируемые, а также Турупинский редкометалльнорудный узел потенциальный, границы которого откорректированы в соответствии с измененными геологическими данными. Для всех трех узлов оценены прогнозные ресурсы категории P_3 .

В Подчеремском узле по аналогии с Пайпудынской и Малдинской урановорудными зонами Полярного и Приполярного Урала прогнозируются ресурсы урана по категории P_3 в количестве 12,6 тыс. т. Для оценки прогнозных ресурсов кварцевого сырья в качестве эталонного объекта принята Неройская хрусталеносная кварцево-жильная зона, расположенная на прилегающем с севера листе Q-40-XXXVI (Лорцемпея). Определены ресурсы разных видов кварца и горного хрусталя: кристаллосырья – 345 т, хрусталя для плавки – 552 т, кварца для плавки – 414 тыс. т, кварца для синтеза – 9,2 тыс. т, пьезокварца – 276 кг.

По состоянию на 1.01.2017 г. апробированные (поставленные на учет) ресурсы урана категории P_3 Подчеремского редкометалльно-урановорудного узла прогнозируемого составляют 12,6 тыс. т (паспорт перспективного объекта № 7960966, база ВСЕГЕИ).

Таким образом, в пределах Подчеремского редкометалльно-урановорудного узла прогнозируемого можно ожидать выявление среднего по масштабам месторождения урана. Рекомендуется проведение ГДП-50 в комплексе с поисковыми работами.

Для Турупинского редкометалльного рудного узла прогнозные ресурсы оценены по аналогии с Тайкеуским рудным узлом на Полярном Урале и составляют для Ta_2O_5 – 17 тыс. т, Nb_2O_5 – 137 тыс. т, редкоземельных элементов – 83,6 тыс. т; золота – 24,7 т.

По состоянию на 1.01.2017 г. апробированные (поставленные на учет) ресурсы категории P_3 Турупинского редкометалльного рудного узла составляют для Ta_2O_5 – 17 тыс. т, Nb_2O_5 – 137 тыс. т (паспорт перспективного объекта № 7960967, база ВСЕГЕИ).

Исходя из полученных величин прогнозных ресурсов категории P_3 в пределах Турупинского редкометалльного рудного узла прогнозируемого, возможно выявление крупного по масштабам комплексного тантал-ниобиевого месторождения. Рекомендуется проведение ГДП-50 в комплексе с поисковыми работами.

Для Талтминского рудного узла обосновывается единство геолого-структурной позиции и характера минерализации с Няйсманьинским рудным узлом, оконтуренным на прилегающем с юга листе Р-40-ХП. Прогнозные ресурсы по категории P_3 меди оценены в 0,8 млн т, золота – 8,8 т. Полученные цифры прогнозных ресурсов категории P_3 указывают на возможность выявления в пределах Талтминского золото-меднорудного узла прогнозируемого месторождения среднего масштаба. Рекомендуется проведение ГДП-50 в комплексе с поисковыми работами.

8. В геоморфологическом отношении территория листа располагается в пределах трех геоморфологических зон (кряжа, педимента, ледниковой и водно-ледниковой равнины), согласующихся с общей ориентировкой основных геологических структур и динамикой их развития на мезозойском и кайнозойском этапах. Основными генетическими типами рельефа являются структурно-денудационный, денудационный, криогенный, аккумулятивно-криогенный и аккумулятивный. Анализ особенностей распределения типов рельефа (при преобладании денудационных, эрозионных и криогенных морфоструктурных элементов) и истории его развития, отражающейся в тесной связи с литогенетическими типами четвертичных отложений, свиде-

тельствует о существенной роли криогенеза в формировании рельефа, в целом негативно сказавшемся на россыпеобразовании.

9. Территория работ располагается в пределах Новоземельско-Уральской горной области, относимой к районам с практически не нарушенными естественными ландшафтами, техногенное воздействие на которые незначительно. Природными источниками загрязнения геологической среды на площади являются проявления рудных полезных ископаемых, связанные со сложнодислоцированным и метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом палеозойских и протерозойских отложений, а также техногенные комплексы, связанные со строительством и эксплуатацией газопровода Пунга–Вуктыл.

В целом экологическую обстановку района можно считать удовлетворительной. Однако наличие неблагоприятных склоновых и криогенных процессов дает основание считать геологическое состояние среды в горной части территории листа как напряженное, в предгорной – благоприятное. Усиливающаяся антропогенная нагрузка будет связана с вероятной разработкой месторождений редких и радиоактивных металлов, россыпного золота и строительных материалов, с одной стороны, и расширением селитебных площадей с другой, требуется обратить особое внимание на мониторинг и защиту окружающей среды. В связи с тем, что на территории листа Р-40-VI находятся не только охотничьи угодья, но и нерестилища рыб ценных пород, рекомендуется постоянный контроль за состоянием природной среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Вигорова В. Г.* К петрологии гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1972.
2. *Водолазская В. П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2007.
3. *Волчек Е. Н.* Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора севера Урала. Российская Академия наук, Уральское отделение, Институт геологии и геохимии, 2004.
4. *Гафаров Р. А.* Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. – 1966. – № 4. – С. 81–91.
5. *Голдин Б. А., Фишман М. В., Давыдов В. П.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. – Л.: Недра, 1973.
6. *Генералов П. П.* О речных террасах Северо-Сосьвинского и Ляпинского Урала в связи с проблемой плейстоценовых оледенений // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 52. – Тюмень, 1973. – С. 25–47.
7. *Дашкевич Г. И., Кузнецов В. И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (гора Тэлпозиз). Объяснительная записка. – М., 1999. – 114 с.
8. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. – М.: Недра, 1997. – 213 с.
9. *Душин В. А.* Геодинамика, магматизм и минерализация Уральского Севера // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. редакторы Н. П. Юшкин, В. Н. Сазонов: Сб. научных трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 121–134.
10. *Душин В. А.* Особенности геотектонической позиции комплексных урановорудных объектов Уральского Севера // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 42. – С. 74–82.
11. *Душин В. А.* Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхембловского блока // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 35. – С. 25–33.
12. *Душин В. А.* Актуализация серийных легенд как инструмент повышения общегеологической и поисковой эффективности Гостеолкарты-200/2 // Известия Уральского государственного горного университета. – 2016. – № 4 (44). – С. 9–12.
13. *Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф.* Ресурсный потенциал Полярного Урала на промышленные месторождения урана // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале: Труды III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. – С. 45–51.
14. *Жданов В. В., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. и др.* Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
15. *Золов К. К., Левин В. Я., Мормиль С. И.* Минерализация и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. – Екатеринбург: МПРРФ, 2004. – 336 с.
16. *Караченцев С. Г., Пономарев В. А.* Магматизм и металлогения Полярного, Приполярного Урала и Северного Зауралья // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. – Свердловск, 1969.
17. *Карстен Л. А., Пучков В. Н.* Новые данные о возрасте польнинского и лагортинского комплексов на Приполярном Урале // Ежегодник УНЦ. – Свердловск, 1987. – С. 3–4.
18. Карта глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1 000 000 / ред. Н. Г. Берлянд. – Л., 1990.
19. *Кондиайн О. А., Опаренкова Л. И., Генералов П. П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Новая. Лист Р-40, 41 (Североуральск). Карта дочетвертичных образований. – СПб.: Картографическая фабрика, 1995.
20. *Кондратьева К. А., Дунаева Е. Н., Труш Н. И. и др.* Объяснительная записка к геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000, 1991. – 126 с.
21. *Контарь Е. С.* Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. – 199 с.
22. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. Препринт. – Свердловск, 1988.
23. *Кудрявцев В. А.* Общее мерзлотоведение. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.

24. Методические рекомендации по составлению карт гидрогеологического районирования масштаба 1 : 2 500 000, схем гидрогеологической стратификации и классификаторов объектов гидрогеологического районирования и стратификации. – М.: МПР России (ВСЕГИНГЕО), 2004. – 37 с.
25. *Островский Л. А., Колюхова Т. А., Пугач С. Л. и др.* Карта гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 (Пояснительная записка). – М.: ВСЕГИНГЕО, Госцентр «Геомониторинг», 2001.
26. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1994.
27. *Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. – М., 1998. – 412 с.
28. *Ремизов Д. Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 221 с.
29. *Сигов В. А., Сигов А. П. и др.* Новейшая тектоника Урала // Мат-лы по металлогении Урала. – 1975. – Т. V. – С. 85–96.
30. *Сирин Н. А.* Геолого-петрографические исследования Приполярного Урала // Труды ИГН АН СССР. Серия петрограф. Вып. 72. – 1945. – № 22.
31. *Сирин Н. А.* Магматизм Приполярного и Полярного Урала. – М.: Госгеолтехиздат, 1962.
32. *Склярков Е. В.* Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е. В. Скляркова. – М.: Интернет инжиниринг, 2001. – 288 с.
33. *Смирнов В. И.* Медноколчеданные месторождения Урала. Условия размещения. – Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1992. – 307 с.
34. *Соболев И. Д.* Тектоника и магматизм Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Труды первого Уральского петрографического совещания. – 1963. – Т. I. – С. 31–37.
35. *Соболев И. Д., Автонеев С. В., Белковская Р. П. и др.* Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. – Свердловск: ПГО «Уралгеология», 1986.
36. *Стефановский В. В.* Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997. – С. 97.
37. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000 / А. В. Пейве, С. Н. Иванов и др. – М.: Наука, 1977. – 119 с.
38. Тектоническое районирование и минерагения Урала: аналитический обзор. Вып. 3. – М., 2006. – 180 с.
39. *Удоротина О. В.* Бериллиевоносные метасоматиты Северного Урала // Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. III Всеуральского металлогенического совещания. УрО РАН, МПР РФ, 2000. – С. 170–171.
40. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала // Труды III УрМСС. – Свердловск, 1980.
41. *Фишман М. В., Симаков Г. В.* Гранитоидные интрузии Бол. Патока, Мал. Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение. – Сыктывкар, 1960.
42. *Фишман М. В., Голдин Б. А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. – М.–Л.: АН СССР, 1963.
43. *Чувашов Б. И., Мизенс Г. А., Черных В. В.* Верхний палеозой бассейна р. Щугор (Правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург, 1999. – С. 38–80.
44. *Шишкин М. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб. Картофабрики ВСЕГЕИ, 2005. – 335 с.
45. *Штильман В. И.* Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. – Ханты-Мансийск–Тюмень, 1999.

Фондовая

46. *Афанасьева Т. А., Зархидзе В. С.* Создание стратиграфических схем палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенд к геологическим картам масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. 1993. ФГУ «ТФИ по РК», Сыктывкар (инв. № 10898).
47. *Белякова Л. Т. и др.* Геологическое строение территории листов Q-40-143-Г, Q-40-144-В, Р-40-11-Б, Р-40-12-А (Отчет Вольинской ГПСИ по геологосъемочным и поисковым работам масштаба 1 : 50 000 за 1967–1970 гг.). г. Воркута, 1970. ФГУ «ТФИ по РК», Сыктывкар.
48. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я.* Отчет «Структурно-формационное районирование территории деятельности ПУ ПГО. Как основа оценки перспективных площадей для выявления промышленных месторождений полезных ископаемых». ВГРЭ. Сыктывкар, 1980. ФГУ «ТФИ по РК».
49. *Беляков Л. Н., Сабуров Г. Я.* Отчет по подготовке тектонической карты масштаба 1 : 1 000 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». Воркута, 1987. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 10394).
50. *Блоха В. Д.* Отчет о научно-исследовательской работе «Сравнительная характеристика магнетитовых руд Маньхембурской площади и Охтлямско-Турупинского рудного узла». Кривой Рог, 1992.
51. *Богданов Б. П.* Научно-исследовательские работы по теме 252-СП: «Формирование структуры протерозойских комплексов на востоке Восточно-Европейского кратона в связи с возможной нефтегазоносностью». Сыктывкар, 2001. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 15081).
52. *Боч С. Г., Волков С. Н. и др.* Геология Приполярного Урала. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листов Q-40-XXXVI, Q-40-XXXI, Р-40-VI, Р-40-XII, Р-40-XVIII, Р-41-I, Р-41-VII, Р-41-XIII. Л., 1948. ФГБУ «Росгеофонд».

53. Боч С. Г. Отчет по теме № 50: «Геоморфологическая карта северной части Урала в масштабе 1 : 500 000». ВСЕГЕИ. Л., 1956. ФГБУ «Росгеофонд».
54. Бутин В. В., Панин Н. Н. Подготовка к изданию карты метаморфизма Приполярного и Полярного Урала масштаба 1 : 500 000 за 1977–1978 гг. СГИ. Свердловск, 1980. ФГУ «ТФИ по УрФО».
55. Верник И. И., Сафарова А. А. Отчет о результатах работ Горной гравиметровой партии № 51/66-67 на Приполярном Урале в 1966–1967 гг. Тюмень, 1966. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
56. Водолазская В. П. Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200/2 (актуализированная версия). СПб., ВСЕГЕИ, 2009.
57. Гаврилюк И. В., Миняйло Л. А. Геологический отчет по поисковым работам на россыпное золото в долинах рек Манья, Арбынья, Мазапатья, Луцоулья, Котлия, Б. Сосьва, М. Сосьва, Лепля, Хултымья (особенности формирования золотоносных россыпей, их характеристика и практическое значение). (Отчет Маньинской ПРП за 1968–1970 гг.). Тюмень, 1970. ФГБУ «Росгеофонд».
58. Галайдин А. Я. Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных в Щугорском районе в 1948 г. Сыктывкар, 1948. ФГУ «ТФИ по РК».
59. Генералов П. П., Михайлов В. А., Топорков В. Я. Четвертичные отложения Северного Урала. Лист Р-40 (восточная часть). Лист Р-41 (западная часть). Информационный отчет по работам Четвертичного отряда № 1 за 1961–1962 гг. Свердловск, 1963. ФГУ «ТФИ по УрФО».
60. Генералов П. П. и др. Отчет за 1969–1970 гг. по теме: «Геоморфологические исследования территории Приполярного Урала с целью составления прогнозной карты на россыпное золото на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000». ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1970. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
61. Генералов П. П. Прогнозная карта по золоту одного из районов Приполярного Урала на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000 (бассейны рек Вольи и Няйса). Тюмень, 1973. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
62. Геологическая карта Урала. Листы Р-40-23 и Р-40-35 масштаба 1 : 100 000 по материалам К. А. Львова ВСЕГЕИ. Л., 1947. ФГУ «ТФИ по РК».
63. Дембовский Б. Я. и др. Отчет по объекту: «Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район) за 1989–1992 гг. Воркута, 1992. ФГУ «ТФИ по РК».
64. Душин В. А., Кошевой В. Н. и др. Отчет по теме «Составление геологического атласа Урала территории Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1 : 500 000». Екатеринбург. 2002. Филиал по ХМАО ФГУ «ТФИ по УрФО».
65. Душин В. А., Кошевой В. Н. и др. Отчет по теме «Выявление и типизация геодинамических обстановок формирования продуктивных породных ассоциаций Уральской части Ханты-Мансийского автономного округа». Екатеринбург, 2006. ФГУНПП «Росгеофонд».
66. Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. Отчет по объекту «ГДП-200 листа Р-40-XII (Маньхамбовская площадь)». Екатеринбург, 2013. ФГБУ «Росгеофонд».
67. Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. Геологический отчет по объекту «ГДП-200 листа Р-40-VI (Турупинская площадь)». Отчет по Гос. контракту № 2/13 от 23.04.13 г. Екатеринбург, 2015. ФГБУ «Росгеофонд».
68. Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. Геологический отчет по объекту «Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа Р-40-XII (Маньхамбовская площадь)». Отчет по Гос. контракту № 4/14 от 20.02.14 г. Екатеринбург, 2016. ФГБУ «Росгеофонд».
69. Ефимов Г. Г., Золотарев С. А. и др. Отчет Вольинской комплексной геолого-геофизической партии за 1965–1967 гг. Тюмень, 1968. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
70. Жарков В. А. и др. Отчет по объекту: «ГМК-200 западного склона Приполярного Урала. Листы Р-40-IV, V, X, XI». Сыктывкар, 2011. ФГУ «ТФИ по РК».
71. Жданов А. В. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб., ВСЕГЕИ, 2009.
72. Залкинд И. Э., Краснов В. С. Отчет Щугорской поисковой партии на пьезокварц за 1952 г. Уральское геол. управление. Свердловск, 1953. ФГУ «ТФИ по РК».
73. Зархидзе В. С. Геологическая карта плиоцен-четвертичных образований листа Р-40. ЗАО «МИРЕКО», Сыктывкар, 2005. ФГУ «ТФИ по РК».
74. Иванов В. Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Торгово-Патокской площади на территории листов Q-40-131-A, Б, В, Г, 143-A(a, б), Б(a, б) с общими поисками. Воркута, 1995. ФГУ «ТФИ по РК».
75. Калиновский А. В. Научная рекомендация «Бериллиевое оруденение в редкометалльных натровых и щелочно-карбонатных метасоматитах Турупинского рудного поля». Сыктывкар, 1986.
76. Кириллин С. И., Иванов В. Н., Курзанов И. Ю. и др. Геологический отчет ГДП-200 листов Q-40-XXXVI, Q-41-XXXI (Пуйвинская площадь). Объект 10-3/10. Отчет по Гос. контракту № 7/10. Сыктывкар, 2013. ФГБУ «Росгеофонд».
77. Кириллин С. И., Иванов В. Н., Курзанов И. Ю. и др. Составление и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-200 листов Q-40-XXXVI (Лорцемпея) и Q-41-XXXI (Щекурья). ГК № 4 р от 23.05.2013 с Югра-недра. ЗАО «Горногеологическая компания «МИРЕКО». Сыктывкар, 2014. ФГБУ «Росгеофонд».
78. Комарицкий С. И. Объединенный отчет по результатам работ: «Подготовка геофизической основы для поисков (опережающие работы) железных руд скарно-магнетитовой формации на Усыйинской площади на 1988–1990 гг.» и «Поиски железных руд скарно-магнетитовой формации в северной части Хорасюрского массива (междуречье Волья–Мань–Турья)», с. Саранпауль, 2001. Филиал по ХМАО ФГУ «ТФИ по УрФО».

79. *Комарицкий С. И.* Геологический отчет по теме «Поиски россыпного золота в бассейне рек Туяхланы и Воля в 2001–2003 гг.». Саранпауль, 2003. «ФГУ ТФИ по ХМАО».
80. *Кондаийн О. А. и др.* Отчет о результатах маршрутных поисково-съёмочных работ масштаба 1:200 000, проведенных в бассейне верхнего течения рр. Илыча, Подчерья и Щугора в 1954 г. Северо-Западное Управление. Сыктывкар, 1954. ФГУ «ТФИ по РК».
81. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е. и др.* Прогнозно-перспективная оценка средней части Урала на медные руды. Отчет партии эндогенной металлогении за 1978–1981 гг. по теме: «Составление прогнозной карты масштаба 1:200 000 восточного склона Урала для поисков месторождений меди главнейших промышленно-генетических типов с врезками масштаба 1:50 000 и крупнее для восточных зон. Свердловск, 1981. ФГУ «ТФИ по УрФО».
82. *Костюкова Л. А.* Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых территории ПГО «Полярноуралгеология» и переоценка их прогнозных ресурсов. Воркута, 1989. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 10605).
83. *Костюкова Л. А., Маслов М. А., Черкасова Э. А.* Отчет по теме «Магматические формации доуралид Севера Урала и их металлогенические особенности». Воркутинская ГРЭ ПУПГРО. Воркута, 1980. (№ 5274 ФГУ). «ТФИ по РК».
84. *Кошевой В. Н., Павлов М. М. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (новая серия) листа Р-41-І. Саранпауль, 2002. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
85. *Кошелев Б. Л.* Отчет о поисковых работах на россыпное золото в долинах рек Сертынья и Турупья (бассейн р. Ятрия) в 1998–2001 гг., с. Саранпауль, 2001. «ФГУ ТФИ по ХМАО».
86. *Ладыгин А. И. и др.* Отчет на производство поисков россыпного золота в пределах Вангырского и Щугорского районов Приполярного Урала. Воркута, 1982. ФГУ «ТФИ по РК».
87. *Лидер В. А.* Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1:500 000, 1978. ФГУ «ТФИ по УрФО».
88. *Львов К. А., Есипов П. М.* Комплект карт. Геологическая карта СССР 1:200 000. Лист Р-40-XXXV. Карта полезных ископаемых СССР 1:200 000. Лист Р-40-XXXV. Пермь, 1959. ФГУ «ТФИ по Пермскому краю».
89. *Малашевский В. Н., Бакланов В. Г. и др.* Геологическое строение территории листов Р-40-22-Г, Р-40-23-А и Р-40-23-В (Отчет Поньинской ГПСП по работам масштаба 1:50 000 в 1964 и 1965 гг.), г. Воркута, 1966. ФГУ «ТФИ по РК».
90. *Малашевский В. Н., Петров В. Ф. и др.* Геологическое строение территории листов Р-40-10-Г и Р-40-11-А,В (Отчет Тельпосской ГПСП по работам 1968–1970 гг.), г. Воркута, 1971. ФГУ «ТФИ по РК».
91. *Малкин Б. В., Воргачева Е. Ю. и др.* Отчет по объекту: «Составление геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги в границах минерагенических районов». М., 2009. ФГБУ «Росгеофонд».
92. *Мальцева Н. В., Михайлова И. Л., Лисовой О. А.* Составление и издание карты торфяных месторождений Республики Коми, 2001. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 15065).
93. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Отчет: «Магматические формации севера Урала и Пай-Хоя». ПУПГРО, 1974. ФГУ «ТФИ по РК».
94. *Матвеева Е. В.* Анализ золотоносности и оценка прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота восточного склона Северного и Приполярного Урала. Ханты-Мансийск, 2001. Филиал по ХМАО ФГУ «ТФИ по УрФО».
95. *Мельгунов А. Н. и др.* Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследований. ФГУП ВСЕГЕИ, СПб., 2008. ФГУ «ТФИ по УрФО».
96. *Миняйло Л. А.* Прогнозная оценка ресурсов россыпного золота южной части Северо-Сосьвинского Урала по состоянию на 1.01.1987 г. (отчет по целевой теме «Разработать обоснование и внедрить расчет ресурсов россыпного золота Северо-Сосьвинского золотоносного района по категориям Р₁ и Р₂», Тюмень, 1987. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
97. *Миняйло Л. А., Воронин А. С., Миняйло Д. А.* Отчет по договору № 9280 «Составление карты россыпной золотоносности бассейнов рек Ятрия и Воля в масштабе 1:50 000 и геолого-геоморфологических основ масштаба 1:10 000 в долинах водотоков Кедрасью, Сорнинья, Дьяволашор, Пальникшор и Щекурья». Тюмень, 1992. ФГУ «ТФИ по ХМАО».
98. *Митюшева В. С., Золотарев С. А.* Отчет Талтминской комплексной геолого-геофизической партии за 1967–1969 гг. (масштаб 1:50 000). 1971. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
99. *Москаленко К. А. и др.* Информационный отчет «Составление электронных карт Тимано-Печорской провинции на основе обобщения геолого-геофизических материалов прошлых лет для обоснования направлений геофизических исследований масштаба 1:1 000 000», 2004. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 15216).
100. *Негурица Э. Г., Севостьянов Г. И. и др.* Геологическое строение верховьев рек Б. Турупья, Туяхланы, Воля (Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 Щугорской партии за 1967–1968 гг.). Тюмень, 1970. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».
101. *Новиков В. П., Риндзюнская Н. М., Ладыгин А. И.* Отчет по теме: «Оценка перспектив выявления месторождений золота (рудное, россыпное и коры выветривания) Полярного и Приполярного Урала (территория республики Коми)», 2003. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 15149).
102. *Озеров В. С., Озерова Э. Н. и др.* Отчет по теме: «Составление карты масштаба 1:500 000 закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, связанных с межформационной границей уралид (в пределах Республики Коми). Сыктывкар, 2003. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 15190).

103. *Пахомов В. И. и др.* Аэрогеофизические работы масштаба 1 : 200 000 (аэрогравиметрия, аэромагнитометрия, газовая съемка) и обработка многозональных космических снимков западной части Ханты-Мансийского автономного округа – Югры с целью прогнозирования твердых полезных ископаемых и углеводородного сырья. Ханты-Мансийск, 2005. Филиал по ХМАО ФГУ «ТФИ по УрФО».
104. *Перелыгин Ю. И., Таскаев А. И.* Отчет о документации траншеи под строительство запасного газопровода Пунга–Вуктыл. Воркута, 1982. ФГБУ «Росгеофонд».
105. *Петров В. Ф.* Отчет: «Составление прогнозной карты для поисков месторождений свинца и цинка на территории Севера Урала и Пай-Хоя». ВГРЭ. Воркута, 1979. ФГУ «ТФИ по РК».
106. *Петров Г. А., Ильясова Г. А. и др.* Геологический отчет по объекту: ГДП-200 листа Р-40-ХVIII (Лопсийская площадь). Екатеринбург, 2012. ФГУ «ТФИ по УрФО».
107. *Песковский И. Д., Тарасов Г. В.* Отчет: «Результаты магнитометрической съемки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000, выполненной на восточном склоне Приполярного Урала в 1963–1965 гг. Тюмень, 1965. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО» (инв. № 02956).
108. *Повонская Н. В.* Отчет по теме: «Обобщение и изучение шлихового материала кайнозойских отложений западного склона Приполярного и Северного Урала с целью создания шлихо-минералогической основы для производства геологосъемочных и поисковых работ». Воркута, 1998. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 11054).
109. *Подбелова Е. А., Швидак А. А.* «Отчет о работе Щугорской аэрогеофизической экспедиции за 1966 г.». ЗГТ, экспедиция 4. Л., 1967. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО», (инв. № 3273).
110. *Попов М. Я.* Составление прогнозной карты на медь по западному склону Приполярного, Полярного Урала и Пай-Хоя. ПУПГРЭ, 1978. ФГУ «ТФИ по РК».
111. *Попов М. А., Костюкова Л. А. и др.* Отчет по объекту: «Подготовка к изданию металлогенических и специализированных карт масштаба 1 : 1 000 000–1 : 500 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология», 1987. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 10399).
112. *Риндзюнская Н. М. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе: «Разработка геолого-геоморфологических основ поисков россыпных месторождений золота Приполярного и Полярного Урала. Закономерности формирования и распределения золотоносных россыпей Кожимского района. ЦНИГРИ. М., 1983. ФГБУ «Росгеофонд».
113. *Савельева К. П. и др.* Отчет: «Прогнозно-поисковые работы на медные руды в пределах Талтминской площади с выполнением детализационных работ на ключевых участках». Екатеринбург. 2009. Филиал по ХМАО ФГУ «ТФИ по УрФО».
114. *Савельева К. П., Хрытов В. Н.* Отчет о выполнении работ по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» в Ханты-Мансийском и Ямало-Ненецком национальным округам (золото рудное). Екатеринбург, 2002. ФГУ «ТФИ по УрФО».
115. *Саранин А. А., Сабуров Г. Я., Еномян В. С. и др.* Отчет «Доизучение стратиграфии западного склона Севера Урала с целью составления сводной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (листы Р-40-V, VI, XII)». ПУПГРО, Воркута, 1977. (№ 05006). ФГУ «ТФИ по РК».
116. *Собянин В. А., Федоров А. М.* Отчет о результатах поисковых работ на прозрачный жильный кварц и горный хрусталь для плавки, проведенных партией № 12 в пределах хрусталеносного района Мань-Хамбо на северном Урале в 1982–1984 гг., пос. Ново-Алексеевка. Сыктывкар, 1985. ФГУ «ТФИ по РК».
117. *Страшненко Г. И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных отрядом № 1 партии № 12 в хрусталеносном районе Мань-Хамбо в 1979–1980 гг., с. Ново-Алексеевское. Сыктывкар, 1981. ФГУ «ТФИ по РК».
118. *Терентьев Р. А. и др.* Отчет «Создание геохимических основ и прогнозная геолого-геохимическая оценка ресурсного потенциала территории Приполярного и Полярного Урала (ЯНАО, ХМАО, Свердловская область)». Салехард, 2009. Филиал по ЯНАО ФГУ «ТФИ по УрФО».
119. *Топорков В. Г.* Составление карты месторождений строительных материалов республики Коми масштаба 1 : 500 000, 2004. ФГУ «ТФИ по РК» (инв. № 15224).
120. *Устинов А. А. и др.* Отчет по теме: «Проведение работ по научно-аналитическому, информационному обеспечению в области недропользования в части твердых полезных ископаемых на территории Ханты-Мансийского автономного округа – Югры» за 2006–2009 гг. Ханты-Мансийск, 2009. Филиал по ХМАО ФГУ «ТФИ по УрФО».
121. *Фишман М. В.* «Геологические исследования в районе западного контакта гранитного массива Илья-Из с метаморфическими породами», 1949. ФГУ «ТФИ по РК».
122. *Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П.* Магматические комплексы южной части Печорского Урала и их рудоносность в пределах верхнего течения бассейнов рек Илыча, Щугора и Няиса. Отчет за 1962–1965 гг. Сыктывкар, 1965. ФГБУ «Росгеофонд».
123. *Чернышев Е. А., Федоров О. П.* Отчет по теме: «Результаты опережающих комплексных геофизических работ на Яны-Маньинской площади в 1987–1990 гг.» Саранпауль, 1990. Филиал по Тюменской области «ФГУ ТФИ по УрФО».
124. *Чернов Г. А.* Отчет о работах Верхне-Кожимской геологосъемочной партии за 1944 г. Северное геологическое управление. КОМИ АССР, 1946. ФГБУ «Росгеофонд».
125. *Шиятый И. Н., Немшианов В. А., Немшианова Т. И.* Общие поиски железных руд скарново-магнетитовой формации в пределах Хорасюрской площади (1980–1987 гг.) Ханты-Мансийск. АО Саранпауль, 1987. ФГБУ «Росгеофонд».
126. *Щербин С. С., Ослоповских В. Н. и др.* Отчет: «О поисковых работах на редкие и радиоактивные металлы, проведенные Южной партией и научно-исследовательской партией № 41 СГИ за 1965–1967 гг. по те-

мам: «Оценка перспектив рудоносности восточного эндо- и экзоконтакта гранитного массива Мань-Хамбо» и «Изучение вещественного состава руд рудоносной зоны восточного эндо-экзоконтакта гранитного массива Мань-Хамбо» СГИ. Свердловск, 1967. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФИ по УрФО».

127. Южаков А. Н., Южакова В. В. Сводный отчет по результатам работ на пьезокварц, проведенных II партией в 1958–1961 гг. в Троицко-Печорском районе Коми АССР и Березовском районе Тюменской области, 1961. ФГУ «ТФИ по РК».

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), геофизических аномалий (естественной радиоактивности (Р), вызванной поляризации и магнитного поля (ВП, М), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-40-VI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Ж е л е з о				
III-1	5	Западный склон хр. Уйтым-Ньер	89	ПМ. Рассеянные чешуйки гематита в вулканитах основного состава саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁)
III-1	8	Западный склон хр. Уйтым-Ньер	89	ПМ. Зона пиритизации в лимонитизированных вулканитах основного состава саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁)
III-1	11	Западный склон хр. Уйтым-Ньер	89	ПМ. Вкрапленность пирита и магнетита в вулканитах основного состава саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁)
III-1	12	Лев. берег р. Сале	89	ПМ. Рассеянные чешуйки гематита в риолитах саблегорской свиты (RF ₃ -V ₁ sb ₂)
III-1	15	400 м юго-западнее выс. 949 м	89	ПМ. Рассеянные чешуйки гематита в риолитах лаптопайской свиты (RF ₃ -V ₁ sb ₂)
III-1	20	Истоки р. Подчерем	89	ПМ. В коренном выходе вулканитов основного состава саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁) шлировые выделения титаномагнетита, визуально 5 % на массу. Спектральный анализ показал: Ti – 0,3 %, Cu – 0,02 %
III-1	25	Лев. борт р. Подчерем (верховье)	89	ПМ. Вкрапленность пирита и магнетита в вулканитах основного состава саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁)
III-1	30	Левобережье р. Подчерем (верховье)	89	ПМ. Эпидот-кварцевая жила с гематитом в базальтах саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁)
III-3	1	Истоки р. Талтма	98	ПМ. В тектонической зоне сланцы вулканогенные саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁) с гидроксидами железа
III-3	13	Истоки р. Талтма	98	ПМ. В тектонической зоне сланцы филлитовидные саблегорской свиты (RF ₃ -V ₁ sb ₂) с гидроксидами железа
IV-1	3	Верховья р. Подчерем	89	ПМ. Вкрапленность гематита в риолитах саблегорской свиты (RF ₃ -V ₁ sb ₂)
IV-1	12	1 км северо-восточнее горы Мирон-Вань-Ньер	89	ПМ. Рассеянная вкрапленность чешуек гематита в основных вулканитах саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	29	Левобережье р. Понья	89	ПМ. Кварц-эпидотовая жила с гематитом в филлитовых сланцах мороинской свиты (RF_3mr)
IV-1	31	Правобережье р. Понья вблизи устья р. Пеленья	89	ПМ. Кварц-эпидотовая жила с гематитом в сланцах хобеинской свиты (RF_3hb)
IV-1	33	Прав. берег р. Щугор, выше устья р. Понья	89	ПМ. В известняках хыдейской свиты (O_2hd) в кварц-карбонатных прожилках и гнездах редкая вкрапленность гематита, магнетита, ильменита, пирита, пирротина
IV-4	3	Хомесское	78, 123	П. Вскрыто скважинами 0501 и 0509 Южной ГТП. Приурочено к меридиональному тектоническому контакту габбро качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (vO_3k_2) и диоритов ауэрбаховского (δD_1a_2) комплекса. По геофизическим данным, рудная зона протягивается вдоль контакта, захватывая приконтактные части. Мощность зоны – от 350 до 1300 м. Аномалия магнитного поля и вызванной поляризации рудной природы фиксируется на протяжении 14 км. Выделяется 10 рудных тел, выходящих на дневную поверхность. Скважинами до глубины 229 м вскрыты бедные вкрапленные ильменит-магнетитовые руды. Мощность рудных прослоев – от 2 до 13 м. Содержание титаномагнетита – от 15 до 40 %. $Fe_{общ.}$ – 15,5 %, Ti – 1,75 %. Прогнозные ресурсы категории P_2 – 180 млн т
				Х р о м
II-4	4	Гора Ларкесавыт	98	ВГХО. Геохимическая аномалия в почвах над Ларкесавытским массивом ультрабазитов: Cr – 0,5 %, Ni – 0,2 %, Co – 0,01 % (спектральный анализ)
II-4	8	Юго-восточнее горы Ларкесавыт	98	ВГХО. Геохимическая аномалия в почвах над габброидами тагило-кытлымского комплекса (vS_{1-2tk}): Cr – 0,5 %, Ni – 0,2 %, Co – 0,02 % (спектральный анализ)
III-4	2	2 км к западу от отм. 247,9 м	98	ВГХО. Комплексная геохимическая аномалия в почвах над небольшим массивом ультраосновных пород: Cr – 0,2 %, Ni – 0,02 %, Co – 0,01 %, Cu – 0,01 % (спектральный анализ)
III-4	6	Верховья р. Семылья	98	ВГХО. Комплексная геохимическая аномалия в почвах над массивом ультраосновных пород: Cr – 0,2 %, Ni – 0,02 %, Co – 0,01 % (спектральный анализ). В коренных породах содержание никеля до 0,2 %, кобальта – 0,02 %
III-4	13	2 км к востоку от отм. 378 м	98	ВГХО. Комплексная геохимическая аномалия в почвах над массивом ультраосновных пород: Cr – 0,03 %, Ni – 0,02 % (спектральный анализ)
IV-4	4	К северо-западу от отм. 222,6 м	123	ВГХО. Комплексная геохимическая аномалия в почвах над массивом ультраосновных пород: Cr – 0,06 %, Ni – 0,015 % (спектральный анализ)
IV-4	10	К юго-западу от отм. 222,6 м	123	ВГХО. Комплексная геохимическая аномалия в почвах над массивом ультраосновных пород: Cr – 0,08 %, Ni – 0,05 % (спектральный анализ)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Цветные металлы				
М е д ь				
I-1	4	3 км к северо-востоку от горы Тельпос-Из (отм. 1617 м)	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах саблегорской свиты (RF_3sb_1)
I-1	6	Участок № 1 Верховье р. Няртсую	90	П. Две зоны мощностью 10–30 м и протяженностью 200–400 м гидротермально измененных (карбонатизация, окварцевание, хлоритизация, эпидотизация) вулканитов кислого и основного состава саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) с малахитом в виде пятен размером до 10 см, образующих прослои мощностью 0,1–3,0 м. Количество прослоев – от 1 до 4. Вскрыто канавами. Cu – 0,003–0,3 % (ПКСА)
I-1	10	Участок Снежный. Правобережье руч. Снежный	90	П. Три зоны тектонических брекчий в базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1) в зоне тектонического контакта с кислыми вулканитами лаптопайской свиты (V_2-Clp) с вкрапленностью халькопирита, борнита, пирита с азуридом, малахитом. Протяженность зон – 175–650 м, мощность – 0,5–3,0 м. На участке пройдены каналы (1584 м ³). Содержание (%): Cu – 0,012–0,019, V – до 0,012, Zr – до 0,019, Ga – до 0,019, Ti – 0,27–1,20 (ПКСА)
I-1	17	Река Тельпос-Ю	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах саблегорской свиты (RF_3sb_1)
I-2	5	Хр. Ууты	47	ВГХО. Аномалия меди в ассоциации с бериллием размерами 1400 × 300 м над кварцевыми риолитами саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$). Концентрация (%): Cu – 0,01, Be – 0,0003, Yb – 0,0007
I-2	7	Участок Западный. Лев. борт р. Няртсую, 3 км восточнее горы Тельпос-Из	47	П. Рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита и налеты медной зелени в рассланцованных базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1). Минерализованные зоны приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного простирания и достигают мощности более 100 м. Содержание (%): Cu – 0,02–0,21, Ni – 0,03–0,04 (химанализ). На контактах с дайками габбродолеритов развиваются тальк-серпентин-актинолит-полевошпатовые метасоматиты с прожилками и линзами кальцита и гематита, в которых минералогическим анализом установлены десятки зерен оранжита, цитролита, монацита, галенита. Суммарное содержание редких земель – 0,06 %
I-2	10	Левый берег р. Няртсую	47	ПМ. В долеритах саблегорских субвулканических образований (βRF_3sb_1) – прожилково-вкрапленная зона с халькопиритом, халькозином, борнитом
I-2	17	Лев. борт р. Щугор	7	ПМ. Зона сульфидной минерализации мощностью 30 м в песчаниках тельпосской свиты (O_1tl). Количество сульфидов – 5–8 %
I-3	1	Западный склон хр. Сумьях-Ньер	47	ВГХО. Геохимическая аномалия размерами 3450 × 600 м над породами тельпосской свиты (O_1tl). Концентрация меди – 0,04 %, прогнозные ресурсы оценены в 259 т
I-3	9	Водораздел рек Туяхланья и Волья	47	ПМ. В миндалекаменных порфировых базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1) обломки жильного кварца с халькопиритом и малахитом. Содержание меди – 0,03–0,2 % (химанализ)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	7	Междуречье Бол. Турупья–Туяхланья (верховья)	100	ВГХО. Ореол площадью 1 км ² вытянут в северо-восточном направлении на границе саблегорской (RF _{3sb1}) и мороинской (RF _{3mr}) свит. Непосредственно восточнее ореола закартированы штокообразные тела кварцевых диоритогнейсов сысьинского комплекса (qδgRF _{3?ss2}). Шурфами вскрыты сланцы углеродисто-полевошпат-кварцевого, серицит-полевошпат-кварцевого состава с вкрапленностью пирита и включениями желто-бурых охр. Спектральный анализ металлометрических проб показал медь – до 0,01 %, цинк – до 0,01 % и молибден – до 0,0005–0,001 %
II-1	2	Водораздел верховьев р. Пятидырка и руч. Каровый	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах лаптопайской свиты (V ₂ -Clp)
II-1	3	Гора Ханавечелья	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах лаптопайской свиты (V ₂ -Clp)
II-1	4	Северо-восточный склон горы Хальмер-Сале	90	ВГХО. Ореол рассеяния меди в ассоциации со свинцом. Концентрация меди – 0,0043–0,017 %, свинца – 0,003 %
II-1	5	Правобережье руч. Боковой	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах саблегорской (RF _{3sb1}) свиты
II-1	6	Правобережье руч. Боковой	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах лаптопайской свиты (V ₂ -Clp)
II-1	9	1,8 км к юго-востоку от горы Хора-Из	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах лаптопайской свиты (V ₂ -Clp)
II-1	11	2,3 км к юго-востоку от горы Хора-Из	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах саблегорских субвулканических образований (βRF _{3sb1})
II-1	12	2,1 км к юго-востоку от горы Хора-Из	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в породах лаптопайской свиты (V ₂ -Clp)
II-1	13	Окрестности вершины с отм. 1030 м	90	ВГХО. Концентрация меди – 0,0043–0,017 % над породами саблегорской свиты (RF _{3sb1})
II-1	14	Участок № 3 Истоки руч. Озерный	90	П. Зона рассланцевания в измененных (серицитизация, карбонатизация, окварцевание, эпидотизация) основных вулканитах саблегорской (RF _{3sb1}) свиты мощностью 0,75 м, протяженностью 25–39 м с налетами малахита, ковеллина, вкрапленностью халькозина, халькопирита, магнетита. Рудные минералы приурочены к тоненьким кварц-карбонатным прожилкам. На участке пройдено 937 м ³ канав. Содержание Cu – 0,03–1,0 % (ПКСА)
II-1	16	Верховья руч. Олений	90	ПМ. Медная минерализация прожилково-вкрапленного типа в трахириолитах лаптопайских субвулканических образований (τλV ₂ -Clp ₁)
II-3	8	Истоки р. Тильтильма, к северо-западу от выс. 703 (1 : 200 000, топокарта)	98	ВГХО. В тектонической зоне в почвах над рассланцованными основными вулканитами саблегорской свиты (RF _{3sb1}) содержание меди – 0,02 %, титана – 2,0 %
II-3	10	Водораздел рек Тильтильма и Волья	98	ПМ. Слюдисто-кварц-альбитовые сланцы саблегорской свиты (RF ₃ -V _{1sb2}) с медной зеленью в кварц-карбонатном прожилке. Вскрыты шурфом. Содержание (%): Cu – 0,1, Fe – 0,0005, Zn – 0,01 (ПКСА)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	6	Лев. приток р. Воля	98	ПМ. В рассланцованных алевритах мороинской свиты (RF_3mr) прожилки кварца с халькопиритом и медной зеленью. $Cu - 0,5 \%$, $Ba - 0,5 \%$, $Ag - 20$ г/т
III-1	6	Лев. приток р. Тельпос	89	ПМ. В миндалекаменных порфировых эффузивах основного состава саблегорской свиты (RF_3sb_1) гидрокарбонаты меди. Содержание $Cu - 0,005-0,007 \%$ (ПКСА)
III-1	10	Прав. приток р. Сале	89	ПМ. В миндалекаменных порфировых эффузивах основного состава саблегорской свиты (RF_3sb_1) гидрокарбонаты меди. Содержание $Cu - 0,005-0,007 \%$ (ПКСА)
III-1	13	Прав. борт р. Сале	89	ПМ. В миндалекаменных порфировых эффузивах основного состава саблегорской свиты (RF_3sb_1) гидрокарбонаты меди. Содержание $Cu 0,005-0,007 \%$ (ПКСА)
III-1	21	Лев. борт р. Подчерье (верховье)	89	ПМ. В базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1) гидрокарбонаты меди. Содержание $Cu - 0,005-0,07 \%$ (ПКСА)
III-1	27	Верховье р. Подчерем, 1,7 км к югу от выс. 688 м	89	ПМ. Гидрокарбонаты меди по плоскостям расланцевания в породах саблегорской свиты (RF_3sb_1)
III-1	28	Прав. борт р. Подчерем (верховье)	89	ПМ. В базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1) гидрокарбонаты меди. Содержание $Cu - 0,005-0,07 \%$ (ПКСА)
III-1	29	Верховье р. Подчерем	89	ПМ. В базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1) гидрокарбонаты меди. Содержание $Cu - 0,005-0,07 \%$ (ПКСА)
III-3	3	Водораздел рек Тильтильма и Талтма	98	ПМ. В базальтах саблегорской свиты (RF_3sb_1) редкая вкрапленность пирита и халькопирита
III-3	8	Междуречье Талтма–Хомес, выс. 343,3, 3470 м	123	ВГХО. Обобщенный контур рудогенных аномалий над породами саблегорской свиты (RF_3sb_1). Концентрация (%): $Cu - 0,0074-0,06$, $Zn - 0,012-0,030$, $Ag - 0,00002-0,00004$, $Mo - 0,0002-0,0005$, $Ba - 0,04-0,06$
III-3	9	Правобережье р. Талтма, район выс. 343,3 м. Талтминское проявление	123	ВП, М. Обобщенный контур сближенных аномалий вызванной поляризации и магнитного поля над породами саблегорской свиты (RF_3sb_1)
III-3	10	Талтминское Правый берег р. Талтма, 2,5 км ниже устья р. Тильтильма	98, 123, 113	П. Расположено в породах саблегорской свиты (RF_3sb_1). Прожилково-вкрапленная мелко-тонкозернистая рудная минерализация содержится в сланцах хлорит-карбонат-серицит-альбит-кварцевого, кварц-альбит-хлорит-серицитового, углерод-кварц-карбонат-хлорит-альбит-серицитового состава, по которым развиты прожилиты и метасоматиты лиственит-березитовой формации. Рудоносная зона прослежена скважинами и горными работами на 3 км в субмеридиональном направлении. Ширина ее на поверхности – до 350 м. С запада и востока зона ограничена разрывными нарушениями. Главные рудные минералы – халькопирит и пирит. Спорадически встречается пирротин. В единичных зернах наблюдаются сфалерит, галенит, арсенопирит. Кроме сульфидов в руде постоянно присутствует сфен, реже рутил. Углеродистое вещество равномерно распределено по породе в виде чешуек. Химическим анализом установлено содержание меди – до 0,73 %, серебра – до 9,75 г/т, цинка – до 0,15 %. Средние значения составляют порядка 0,41 % для меди, 3,37 г/т для серебра и 0,09 % для цинка

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	1	Река Воля, выс. 226,8 м	123	ВП, М. Комплексная аномалия вызванной поляризации и магнитного поля над габбродиоритовой ассоциацией (качканарский (vO_3k_2) и петропавловский (δS_1p_2) комплексы) в узле пересечения разломов
III-4	3	Левый берег р. Воля у восточной границы листа	123	ПМ. Скальный выход габбро (качканарский (vO_3k_2) комплекс). По трещинам развита обильная сульфидная минерализация. Содержание меди – 0,11 % (химанализ)
III-4	4	Лев. берег р. Воля	98	ПМ. В обнажении в зоне контакта габброидов (качканарский (vO_3k_2) комплекс) и диоритов (петропавловский (δS_2p_2) комплекс) отмечаются шлировидные участки интенсивной хлоритизации, эпидотизации с вкрапленностью пирита, халькопирита и гнездовыми скоплениями магнетита. Содержание меди – 0,1 %
III-4	5	Левобережье рек Тильтильма и Талтма, отм. 317, 336 м (1 : 200 000)	123	ВП, М. Обобщенный контур сближенных аномалий вызванной поляризации и магнитного поля над породами мороинской (RF_3mr) свиты
III-4	7	Верховья р. Семылья	98	ВП, М. Обобщенный контур сближенных точечных аномалий
III-4	8	1 км к северу от слияния ручьев с отм. 245,5 м	98	ПМ. Налеты азурита и малахита в сланцах хомасьинской свиты ($O_{1-2}hm$) хлорит-эпидот-серицит-кварцевого состава с участками окварцевания. Вторичные кварциты. Содержание (%): Cu – 0,05, Ni – 0,05, Co – 0,01, Zn – 0,01 (спектральный анализ)
III-4	9	Левый приток р. Семылья вблизи восточной границы листа. Старый шурф	123	ПМ. В отвале старого шурфа роговообманково-пироксеновое габбро (качканарский (vO_3k_2) комплекс) с тонкой рассеянной вкрапленностью сульфидов. Содержание меди – 0,08 % (спектральный анализ)
III-4	10	Междуречье Хомес–Талтма–Воля, отм. 395,3 м, 309,5 м	123	ВГХО. Обобщенный контур сближенных точечных и локальных литохимических ореолов над породами мороинской (RF_3mr) и хомасьинской ($O_{1-2}hm$) свит. Концентрация (%) меди – 0,0006–0,0010, свинца – 0,003–0,005, цинка – 0,015–0,030, кобальта – 0,003–0,056, серебра – 0,000015–0,000050
III-4	11	Левый безымянный приток р. Талтма	123	ПМ. Коренной выход расположен в подошве склона высотой 6 м. Массивные темно-серые породы предположительно шемурской свиты (O_3-S_1sm) с пылевидными и зернистыми рассеянными сульфидами. Содержание меди – до 0,04 % (спектральный анализ)
III-4	12	Долина р. Талтма, изгиб в районе выс. 272 и 251 м	123	ПГХО. Обобщенный контур сближенных точечных аномалий с тонкой редкой вкрапленностью пирита над тремолитизированными габбро качканарского комплекса (vO_3k_2). Установлена аномальная концентрация следующих элементов (%): Cu – 0,02, Cr – 0,2, Ni – 0,1, Co – 0,01, Zn – 0,02
IV-1	1	Верховья р. Подчерем, 0,7 км к западу от отм. 623 м	89	ПМ. Редкая мелкая вкрапленность халькопирита и борнита, сопровождаемая примазками медной зелени и чешуйками гематита, в редких кварцевых жилах и прожилках
IV-1	4	Левый берег р. Щугор, верховья р. Подчерем	89	ПГХО. Обобщенный контур точечных и локальных аномалий меди. Концентрация – 0,003–0,005 %
IV-1	5	Верховья р. Подчерем, окрестности горы Редка, отм. 750,5 м	67	ПМ. Коренной выход пропилитизированных metabазальтов с кварц-хлорит-эпидотовыми жилами и прожилками с вкрапленностью борнита, ковеллина и гематита. По результатам приближенно-количественного анализа содержание (%) Cu – более 1, Ag – 0,00007

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	10	Верховья р. Подчерем, окрестности горы Редка, отм. 750,5 м	67	ПМ. Среди развалов метабазальтов встречаются обломки метасоматитов карбонат-кварц-альбитового состава. В зальбандах кварц-эпидотовых прожилков наблюдается вкрапленность и тонкие прожилки борнита, ковеллина и гематита. По результатам приближенно-количественного анализа содержание (%) Cu – 0,3, Ag – 0,00003, Mo – 0,0001, Nb – 0,007, Zr – 0,04, Y – 0,004, Ce – 0,015
IV-1	13	Правобережье р. Подчерем, севернее отм. 404 м	89	ПМ. Редкая мелкая вкрапленность халькопирита и борнита, сопровождаемая примазками медной зелени и чешуйками гематита, в редких кварцевых жилах и прожилках
IV-1	14	Верховья р. Подчерем, окрестности горы Редка, отм. 750,5 м	67	ПМ. В элювиальных глыбах основных вулканитов саблегорской свиты (RF_3sb_1) кварцевые жилы мощностью до 2 см с неравномерной вкрапленностью агрегатов борнита. По результатам приближенно-количественного анализа содержание (%): Cu – 0,15, Ag – 0,00001
IV-1	25	Левобережье р. Подчерем, 1,4 км к северо-востоку от отм. 798,1 м (гора Лепта-Из)	89	ПМ. Редкая мелкая вкрапленность халькопирита и борнита, сопровождаемая примазками медной зелени и чешуйками гематита, в редких кварцевых жилах и прожилках
IV-1	28	Левобережье р. Понья, 1,3 км на северо-восток от отм. 378 м	89	ПМ. Редкая мелкая вкрапленность халькопирита и борнита, сопровождаемая примазками медной зелени и чешуйками гематита, в редких кварцевых жилах и прожилках
IV-1	35	1 км к юго-западу от отм. 796 м. Водораздел рек Понья и верховья правого берега р. Пеленья	7, 89	ПМ. В гранитах второй фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса ($\gamma V-Cs_2$) (Ильяизский массив) вблизи дайки монцодолеритов поньинского комплекса ($\mu\beta C_3-Ppn$) развиты гидрокарбонаты меди
IV-3	2	Восточный склон выс. 443,1 м	123	ВП, М. Обобщенный контур сближенных аномалий вызванной поляризации и магнитного поля над породами саблегорской ($RF_3-V_1sb_2$) свиты
IV-3	3	Восточный склон выс. 443,1 м	123	ВГХО. Комплексная литохимическая аномалия не выясненной природы. Концентрация (%) Cu – 0,005–0,010, Pb – 0,003, Ag – 0,00002–0,00003
IV-3	4	Восточный склон выс. 443,1 м	123	ВГХО. Комплексная литохимическая аномалия. Концентрация (%) Cu – 0,005–0,012, Pb – 0,003–0,006
IV-3	5	Водораздел рек Хомес и Яны-Манья	98	ПМ. В кварц-полевошпат-слюдистых сланцах саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) редкая вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание Cu – 0,05 % (ПКСА)
IV-3	6	Водораздел рек Хомес и Яны-Манья	98	ПМ. В ортосланцах саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) редкая вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание Cu – 0,05 % (ПКСА)
IV-3	8	Левобережье р. Хунтынья, между выс. 351,1 и 355,9	123	ВГХО. Комплексная литохимическая аномалия над гранодиоритами сысьинского комплекса ($\gamma RF_3?ss_3$). Концентрация (%): Cu – 0,005–0,008, Zn – 0,012–0,015, Ag – 0,00002–0,00004
IV-3	10	1,5 км к юго-западу от выс. 355,5 м	98	ПМ. Развалы гранитов порфировых среднезернистых с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита
IV-3	12	Река Яныманья, устье р. Хунтынья	123	ПГХО. Комплексная рудогенная литохимическая аномалия. Проявление Речное. Концентрация (%) Cu – 0,005–0,05, Zn – 0,012–0,030, Co – 0,003–0,010, Pb – 0,003–0,005

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	14	Район выс. 213,5 м, бассейн р. Хунтынья	123	ПМ. Вкрапленность пирита в основных метаэффузивах саблегорской (RF_3-V_{sb2}) свиты. Содержание меди – 0,12 % (спектральный анализ)
IV-3	15	Речное. Левый борт р. Яныманья, 1 км восточнее устья р. Хунтынья	113, 123	П. Выделены три рудные зоны, которые приурочены к тектоническим нарушениям и локализируются на контакте терригенных и вулканогенных пород в сланцах или кислых вулканитах саблегорской свиты (RF_3-V_{sb1-2}). Протяженность западной зоны – 2 км, ширина – от 150 до 400 м, восточной – 4 км при средней ширине 200 м, центральной – 1,25 км, ширина – около 150 м. Скважинами и канавами вскрыты пирит-карбонат-хлорит-слюдистые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов. В ассоциации с пиритом присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит, реже халькозин, борнит и барит. Минерализация прослежена до глубины 200 м и более. Содержание меди не превышает 0,77 %, цинка – 0,9 %, золота – 0,14 г/т. Концентрация серебра достигает 60 г/т (центральная зона, скв. С101)
IV-3	16	Лев. приток р. Яны-Манья	98	ПМ. Вкрапленность магнетита и примазки медной зелени в сланцах плейчатых полосчатых хлорит-карбонат-кварцевого состава
IV-4	1	Район р. Хомес	123	ПГХО. Сближенные локальные геохимические аномалии вдоль зоны разлома над породами шемурской свиты ($O_3-S_{\dot{m}}$). Концентрация меди – 0,02–0,04 %
IV-4	2	Левобережье р. Хомес, восточнее отм. 240,2 м, в районе проявления железа Хомесское	123	ВП, М. Комплексная аномалия рудной природы протяженностью по меридиану 14 км. Магнитное поле в пределах аномальной зоны характеризуется интенсивностью от 700 до 1100 нТл с отдельными пиками до 1500 нТл (на фоне 500 нТл). По поляризуемости выделяются локальные аномалии с интенсивностью от 1,3 до 4,3 град. На фоне 0,2–0,7. Сопротивление понижается до 1000 Ом на фоне 4000–5000 Ом. Поле силы тяжести в районе участка отличается наличием гравитационной ступени с понижением от 3 до 0 мГал. Здесь же наблюдается локальная аномалия интенсивностью до 4 мГал на фоне 1 мГал. По геофизическим данным выделяется 10 тел, выходящих на дневную поверхность. Среднее содержание железа в теле – не менее 20–25 %. Мощность зоны изменяется от 350 до 1300 м
IV-4	5	Междуречье Хомес–Яныманья, район выс. 219,0 м	123	ПМ. Вкрапленность пирита с налетами медной зелени в порфировых метабазах шемурской свиты ($O_3-S_{\dot{m}}$).
IV-4	6	Район р. Маньяманья	123, 98	ПГХО. Обобщенный контур сближенных точечных аномалий над габбро маринского комплекса ($V'O_{2-3mr}$) с вкрапленностью пирита. Концентрация меди – 0,003–0,005 %
IV-4	7	Напротив устья левого притока р. Мань-Манья с отм. 158,0 м	123	ПМ. Метавулканиты шемурской свиты ($O_3-S_{\dot{m}}$) со скрытокристаллической структурой, участками структура меняется, а также прослеживается эпидотизация. С эпидотизацией встречается тонкая пиритовая минерализация. Содержание меди – 0,03 % (спектральный анализ)
IV-4	8	Прав. борт р. Маньяманья, 600 м севернее три- гопункта Ореховый	123	ПМ. Вкрапленность пирита с налетами медной зелени в порфировых метабазах шемурской свиты ($O_3-S_{\dot{m}}$). Содержание Cu – 0,05 % (спектральный анализ)
IV-4	9	Река Маньяманья. Восточная граница листа	123	ВП, М. Комплексная геофизическая аномалия над юрскими отложениями, перекрывающими породы шемурской свиты ($O_3-S_{\dot{m}}$).

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	11	Правый борт р. Яныманья, 0,3 км ниже р. Хунтынья	123	ПМ. Светло-серые рассланцованные серицит-кварцевые породы, насыщенные пиритом (до 30 %). По данным химического анализа, содержание меди – 0,17 %, цинка – 0,216 %, свинца – 0,2 %
IV-4	12	Река Яныманья, южная граница листа	123	ВП, М. Аномалия выражена в понижении сопротивления от 4000–8000 до 500–1000 Ом·м. В ее пределах выделены три локальные аномалии. Для первой из них, расположенной в южной части участка, определена глубина до центра 187 м и радиус 62 м. Центральная аномалия по характеру параметров соответствует объекту довольно больших размеров: мощность его – около 100 м, простирание – порядка 300 м, глубина до верхней кромки пласта – 30 м. Для третьей (северной) локальной аномалии глубина до центра объекта составляет 770 м. Аномалия соответствует проявлению Речное
С в и н ц				
I-1	5	3 км к северо-востоку от вершины го- ры Тельпос-Из	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из долеритов саблегорских субвулканических образований (βRF_3sb_1)
I-1	7	К северо-востоку от вершины горы Тельпос-Из	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из долеритов лаптопайских субвулканических образований (βV_2-Clp_2)
I-1	16	Река Тельпос-Ю	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из долеритов лаптопайских субвулканических образований (βV_2-Clp_2)
II-1	1	Водораздел верховьев р. Пятидырка и руч. Каровый	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из долеритов саблегорских субвулканических образований (βRF_3sb_1)
II-1	8	1,73 км к юго-востоку от горы Хора-Из	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из песчаников лаптопайской свиты (V_2-Clp)
II-1	10	2 км к юго-востоку от горы Хора-Из	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из песчаников лаптопайской свиты (V_2-Clp)
II-1	15	Верховья руч. Олений	90	ПМ. Галенит установлен в протолочной пробе из трахириолитов лаптопайских субвулканиче- ских образований ($\tau \lambda V_2-Clp_1$)
II-3	11	Левый приток р. Тильтильма, 3 км к югу от выс. 663 м	90	ВГХО. Геохимическая аномалия в почвах над вулканогенными сланцами саблегорской свиты (RF_3-Vsb_2). Концентрация (%): Pb – 0,01, Mo – 0,001, Cu – 0,01
III-1	1	Район слияния рек Тельпос и Сале	89	ВГХО. Обобщенный геохимический ореол над породами саблегорской свиты (RF_3sb_1). Концен- трация Pb – 0,0005–0,0007 % (спектральный анализ)
III-1	9	Восточный склон вершин 1043 и 946 (1 : 200 000) хр. Уйтым-Ньер	89	ВГХО. Обобщенный геохимический ореол над породами саблегорской свиты (RF_3-Vsb_2). Кон- центрация Pb – 0,0005–0,0007 % (спектральный анализ)
IV-1	22	Массив Илья-Из	89	ВГХО. Обобщенный геохимический ореол над гранитами второй фазы сальнеро- маньхамбовского комплекса ($\gamma V-Cs_2$) Ильяизского массива. Концентрация Pb – 0,0005–0,0007 % (спектральный анализ)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Молибден				
II-3	9	К северо-востоку от выс. 663,0	98	ВГХО. Молибденовая аномалия локализуется над породами саблегорской свиты (RF_3sb_1) в экзо-контакте риолитового тела лаптопайского субвулканического комплекса (λV_2-Clp_1). Протяженность ее – 2 км, ширина – 200–800 м. При заверке шурфами в одной пробе установлено содержание молибдена – 0,0005 % (спектральный анализ)
III-3	5	Восточный склон хребта с выс. 474,0 и 477,0 м	98	ВГХО. Меридионально вытянутый комплексный медно-молибденовый геохимический ореол в почвах над сланцами саблегорской свиты (RF_3sb_1) (%): Мо – 0,001, Cu – 0,01 (спектральный анализ)
III-3	11	Восточный склон хребта с выс. 598,0 и 645,0 м	98	ВГХО. Меридионально вытянутый свинцово-медно-молибденовый геохимический ореол в почвах над сланцами саблегорской свиты (RF_3sb_1). Частично совпадает с ореолами меди, свинца и бария. Пересекается зоной широтного разлома. Содержание (%): – Мо – 0,001, Cu – 0,01, Pb – 0,002 (спектральный анализ)
Вольфрам				
I-4	1	Левый приток р. Бол. Турупья	100	ШП. Количество шеелита составляет от 10–20 до 50–60 знаков на шлих, что соответствует содержанию 0,01–0,05 г/м ³ , золота – до 0,01 г/м ³
I-4	2	Левый приток р. Бол. Турупья	100	ШП. Количество шеелита составляет от 10–20 до 50–60 знаков на шлих, что соответствует содержанию 0,01–0,05 г/м ³ , золота – до 0,01 г/м ³ , циркона – до 1 г/м ³
I-4	3	Река Бол. Турупья	100	ШП. Количество шеелита составляет от 10–20 до 50–60 знаков на шлих, что соответствует содержанию 0,01–0,05 г/м ³ , золота до 0,01 г/м ³
I-4	5	Правый приток р. Бол. Турупья	100	ШП. Количество шеелита составляет от 10–20 до 50–60 знаков на шлих, что соответствует содержанию 0,01–0,05 г/м ³
I-4	10	Река Мал. Туяхланья	100	ШП. Количество шеелита составляет от 10–20 до 50–60 знаков на шлих, что соответствует содержанию 0,01–0,05 г/м ³ , золота – до 0,01 г/м ³ , циркона – до 5 г/м ³
Олово				
I-3	7	Левый приток р. Мал. Туяхланья	47, 90	ШП. Содержание касситерита в шлихах не превышает 10 знаков и составляет 0,01–0,05 г/м ³

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
Б е р и л л и й				
I-2	2	Правый берег р. Няртсюю	47	ВГХО. Геохимическая аномалия бериллия размерами 2350 × 900 м над кислыми вулканитами саблегорской свиты (RF_3-Vsb_2) оконтурена по минимально-аномальному содержанию 0,00003 %
II-3	2	Западный склон горы Канась-Савыт	100	ВГХО. Молибденово-медно-бериллиевый ореол. Аномалия бериллия выделена по изоконцентрации 0,002–0,005 %, при фоне 0,00006 %, имеет изогнутую, вытянутую форму и приурочен к контакту между мороинской (RF_3mr), и саблегорской (RF_3sb_1) свитами. Площадь ореола – 0,1 км ² . Профилем шурфов вскрыты вулканогенные сланцы, габбро, амфиболиты с тонкой, рассеянной вкрапленностью сульфидов и магнетита. Спектральный анализ показал (%): Cu – 0,001–0,005, реже 0,01–0,02, Zn – 0,01–0,002, Pb – 0,001–0,002, Mo – 0,0005–0,001
Т а н т а л , н и о б и й				
I-4	8	Водораздел Бол. Турупья–Мал. Турупья	100	ВГХО. Оконтурен на проявлении Бол. Турупья по первым значащим содержаниям ниобия 0,02 % с максимальным содержанием в отдельных точках до 0,05 %. Площадь ореола – 1,4 км ² . Пространственно с ним совмещаются аномалии олова и иттрия. Ореол олова также выделен по первым значащим концентрациям (0,001–0,002 %) и имеет площадь 0,5 км ² . Ореол иттрия проведен по изоконцентрации 0,01 % при местном геохимическом фоне 0,006 %. Площадь ореола – 0,1 км ²
I-4	11	Бол. Турупья Водораздел Бол. Турупья–Мал. Турупья	100	П. Рудоносные зоны приурочены к надвигу, разделяющему мороинскую (RF_3mr) и саблегорскую (RF_3-Vsb) свиты, вдоль которого образовались узкие тектонические пластины палеозойских пород, представленных в районе проявления хомасьинской (O_1-ghm) свиты. Для площади характерно развитие узких субмеридиональных складок с крутым падением крыльев. Вмещающие породы в зоне шириной более 600 м интенсивно дислоцированы, несут следы послыоного сдвига, широко развита микроплочатость.
I-4	11	Бол. Турупья Водораздел Бол. Турупья–Мал. Турупья	100	На проявлении выявлено семь пластообразных зон, локализующихся в ядрах антиклинальных складок высоких порядков. Рудные тела представлены интенсивно альбитизированными породами, образовавшимися за счет вмещающих их слюдяно-полевошпат-кварцевых сланцев. Руды представлены колумбитом, пирохлором, бастнезитом, ортитом, цирконом, гентгельвином, эвклазом, фенакитом, флюоритом. Размеры тел – от 800 × 21 до 1500 × 380 м. Содержание (%): Nb – 0,057–0,12, Ta – 0,007–0,015, Ti – 0,04–0,8, Be – 0,01–0,079 (химанализ), Zr – 0,12–0,4 (КА)
I-4	14	Междуречье Туяхланья–Мал. Туяхланья	67	ПМ. Минералогическим анализом в протолочной пробе из кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов по риолитам лаптопайских субвулканических образований I фазы (λV_2-Clp_1), установлены пирохлор, ферсмит, чевкинит, циркон в ассоциации с магнетитом, гематитом, эпидотом, ортитом. Результаты атомной абсорбции ICP MS показали повышенное содержание (%): Pb – 0,01, Sn – 0,002, Ag – 0,0008, Nb – 0,03, Ta – 0,001, Zr – 0,01, Ce – 0,01

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	6	Верховье р. Талтма	67	ПМ. В протолочной пробе из измененных риолитов лаптопайских субвулканических образований I фазы (λV_2-CIp_1) установлены фергусонит (по данным PCA), циркон, ортит, флюорит в ассоциации с вольфрамитом, айкинитом, сфалеритом, халькопиритом, пирротинитом, рутилом, ильменитом, гематитом, магнетитом и гидроокислами железа. Результаты атомной абсорбции ICP MS показали содержание (%): Ta – 0,0014, Nb – 0,01, Zr – 0,03, U – 0,0008, Th – 0,003. Спектральным приближенно-количественным анализом в метасоматитах определены (%): Nb – 0,01–0,02, Ce – 0,01–0,1; Zr – 0,02, Y – 0,004, Li – 0,001–0,003, Be – 0,001, Sn – 0,001, Mo – 0,001
IV-3	7	Водораздел Яныманья–Хуртынья	67	ПМ. В протолочных пробах из измененных риолитов лаптопайских субвулканических образований I фазы (λV_2-CIp_1) установлены танталониобаты группы эвксенита-поликлаза и ксенотим в ассоциации с гематитом, пиритом, ильменитом, фукситом
IV-3	9	Водораздел Яныманья–Хунтынья	67	ПМ. В протолочных пробах из измененных риолитов лаптопайских субвулканических образований I фазы (λV_2-CIp_1) установлены танталониобаты группы эвксенита-поликлаза и ксенотим в ассоциации с гематитом, пиритом, ильменитом, фукситом
				Ц и р к о н и й
I-4	15	Река Туяхланья	98	ШП. Комплексный золото-цирконовый поток. Содержание циркона – 1–5 г/м ³ и больше. Зерна циркона большей частью окатанные, габитус дипирамидально-тетрагонально-призматический. Окраска основной массы зерен бледно-буровато-розовая, размер зерен – 0,1–0,15 мм. В единичных знаках отмечается циркон урансодержащий
II-3	3	Река Воля	98	ШП. Комплексный золото-цирконовый поток. Содержание циркона – 1–5 г/м ³ и больше. Зерна циркона большей частью окатанные, габитус дипирамидально-тетрагонально-призматический. Окраска основной массы зерен бледно-буровато-розовая, размер зерен – 0,1–0,15 мм. В единичных знаках отмечается циркон урансодержащий
II-3	5	Правый приток р. Воля	98	ШП. Комплексный золото-цирконовый поток. Содержание циркона – 1–5 г/м ³ и больше. Зерна циркона большей частью окатанные, габитус дипирамидально-тетрагонально-призматический. Окраска основной массы зерен бледно-буровато-розовая, размер зерен – 0,1–0,15 мм. В единичных знаках отмечается циркон урансодержащий
				Р е д к и е з е м л и
I-2	1	Руч. Болотный, левый приток р. Щугор	47	ШП. Поток представлен монацитом, содержание которого в большинстве проб не ниже 0,05 г/м ³
I-2	4	Левый берег р. Няртсюю	47	ВГХО. Геохимическая аномалия размерами 1450×550 м над кислыми эффузивами. Концентрация: Y – 0,003–0,00193 %, Yb – 0,0007 %
I-2	6	Левый приток р. Щугор	47	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с касситеритом и цирконом. Содержание монацита – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³ , циркона – 1–5 г/м ³

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	9	Участок Западный. Левый берег р. Няртсую, 3 км к востоку от горы Тельпос-Из	47	П. Участок приурочен к области контакта пород саблегорской (RF_3-V_{1sb1}) и лаптопайской (V_2-Clp) свит и включает субвулканические тела долеритов лаптопайской (βV_2-Clp_2) свиты. Вблизи даек развиваются метасоматиты тальк-серпентин-уралит(актинолит)-полевошпатового состава с большим количеством кальцита и гематита, локализующихся в виде прожилков, линзочек и скоплений неправильной формы. Мощность зон метасоматитов – 20–30 м. В этих зонах минералогическим анализом в десятках знаков установлены оранжит, циртолит, монацит, галенит. Суммарное содержание редкоземельных элементов – 0,06 %
I-2	8	Участок Восточный, правый берег р. Няртсую, западный склон хр. Ууты	47	П. В геологическом строении участка принимают участие вулканогенные породы саблегорской (RF_3-V_{1sb2}) свиты и терригенно-осадочные образования тельпосской свиты (O_{1tl}). В измененных риолитах широко развиты тонкие (0,5–2 см) жилы и прожилки, линзочки и гнезда кварцевого или кварц-пьемонтитового состава, в которых установлены кальцит, гранат, гадингсит, пиролузит, гематит, реже ильменит, рутил, сфен. С этими прожилками связана вольфрам-редкоземельная минерализация, представленная шеелитом и черновитом, наряду с которыми присутствуют акцессорные ортит и циркон (циртолит). Мощность рудных зон достигает 2–3 м
I-2	12	Правый берег р. Няртсую	47	ВГХО. Геохимическая аномалия размерами 1200 × 350 м над кислыми эффузивами. Концентрация Y – 0,003 %
I-2	14	Руч. Ворга-Шор, левый приток р. Щугор	47	ШП. Поток представлен монацитом в ассоциации с касситеритом. Содержание монацита в потоке в большинстве проб – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³
I-2	11	Участок Няртсую 4 км восточнее горы Тельпос-Из	47	П. В пределах участка развиты отложения саблегорской (RF_3sb_1) и лаптопайской (V_2-Clp) свит. Саблегорские долериты контактируют с туфоконгломератами по разлому близмеридионального простирания, к которому и приурочена редкоземельная минерализация, представленная монацитом и торит-оранжитом. По данным спектрального анализа, среднее содержание суммы редких земель – 0,002–0,007 %, в одной пробе – 0,02 %, химический анализ показал 0,02–0,06 %, в одной пробе – 0,1–0,2 %. Содержание Nb ₂ O ₅ составляет 0,001 %, в двух пробах – до 0,010 и 0,018 %, концентрация Ta ₂ O ₅ не превышает 0,002 %. По данным перлово-люминесцентного анализа, содержание урана – 0,001 %. Помимо убогой редкоземельной (и редкометалльной) минерализации в протолочках обнаружены халькопирит и халькозин, обычно в единичных знаках
I-2	15	Руч. Удивительный, левый приток р. Мороя	47	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с касситеритом и цирконом. Содержание монацита – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³ , циркона – 1–5 г/м ³
I-2	16	Левый безымянный приток р. Мороя	47	ШП. Поток представлен монацитом в ассоциации с касситеритом. Содержание монацита в потоке в большинстве проб – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³
I-2	18	Река Щугор	47	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с касситеритом и цирконом. Содержание монацита в большинстве проб не ниже 0,05 г/м ³ , циркона – 10–36 г/м ³ , а на небольшом участке в 3 км ниже устья р. Мороя – до 150 г/м ³ . Содержание касситерита в шлихах не превышает 10 знаков и составляет 0,01–0,05 г/м ³

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	3	Река Волоковка	47, 86	ШП. Поток представлен монацитом в ассоциации с касситеритом. Содержание монацита в потоке в большинстве проб – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³
I-3	2	Река Мал. Нассорья	47, 86	ШП. Поток представлен монацитом в ассоциации с касситеритом. Содержание монацита в потоке в большинстве проб – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³
I-3	5	Верховье р. Воля	47, 100	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с касситеритом и цирконом. Содержание монацита – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³ , циркона – 1–5 г/м ³
I-3	6	Река Туяхланья	47, 100	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с касситеритом и цирконом. Содержание монацита – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³ , циркона – 1–5 г/м ³
I-3	8	Правый безымянный приток р. Щугор	47	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с касситеритом и цирконом. Содержание монацита – 0,01 г/м ³ , касситерита – 0,01–0,05 г/м ³ , циркона – 1–5 г/м ³
I-4	4	Правый безымянный приток р. Бол. Турупья	100	ШП. Поток образован монацитом в ассоциации с цирконом. Содержание монацита – 0,01 г/м ³ , циркона – 1–5 г/м ³
II-4	7	Река Воля	100, 98	ШП. В единичных знаках, но устойчиво монацит присутствует в большинстве шлиховых проб
III-1	4	Река Сале	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
III-1	7	Левый безымянный приток р. Сале	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
III-4	14	Река Талтма	98	ШП. В единичных знаках, но устойчиво монацит присутствует в большинстве шлиховых проб
IV-1	18	Река Подчерем	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	26	Левый безымянный приток р. Понья	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	27	Левый безымянный приток р. Понья	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	30	Река Пеленья	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами в ассоциации с шеелитом. Содержание монацита обычно – 0,05 г/м ³ , шеелита в среднем – сотни миллиграммов на 1 м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	39	Река Понья	89, 86	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами в ассоциации с шеелитом. Содержание монацита обычно – 0,05 г/м ³ , шеелита в среднем – сотни миллиграммов на 1 м ³ , постоянным минералом является ортит, количество которого находится на уровне 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	32	Правый безымянный приток р. Понья	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами. Содержание монацита обычно – 0,05 г/м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	34	Левый безымянный приток р. Понья	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами в ассоциации с шеелитом. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , шеелита в среднем – сотни миллиграммов на 1 м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	38	Левый безымянный приток р. Понья	89	ШП. Поток представлен редкоземельными минералами в ассоциации с шеелитом. Содержание монацита обычно – 0,01 г/м ³ , шеелита в среднем – сотни миллиграммов на 1 м ³ , ортита – 0,01 г/м ³ , в единичных зернах встречается ксенотим
IV-1	40	Река Щугор (Сакурья)	89, 86	ШП. Поток образован редкоземельными минералами в ассоциации с шеелитом и золотом. Содержание монацита и ортита – по 0,01 г/м ³ ; в единичных зернах встречается ксенотим. Количество шеелита в среднем – сотни миллиграммов на 1 м ³ , золота – 1–3, редко 10 знаков
Благородные металлы				
З о л о т о				
I-1	1	Река Щугор	90	ШП. Содержание золота – от 1 до 3 знаков
I-1	2	Руч. Прямой	90	ШП. Содержание золота – от 1 до 3 знаков
I-1	3	Руч. Прямой	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках рудной природы. Содержание золота – до 1 г/т при среднем 0,012 г/т
III-2	1	Междуречье Тельпос–Щугор	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках, связанная с современными аллювиальными россыпями. Содержание золота – до 1 г/т при среднем – 0,019 г/т
III-2	2	Левый приток р. Щугор	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках, связанный с современными аллювиальными отложениями. Содержание золота – до 1 г/т
III-2	3	Междуречье Щугор–Хомес	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках не установленной природы. Содержание золота – до 0,15 г/т при среднем – 0,015 г/т
III-2	4	Междуречье Щугор–Хомес	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках, связанный с современными аллювиальными отложениями. Содержание золота – до 0,6 г/т
IV-1	37	Река Понья	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках, связанная с современными аллювиальными россыпями. Содержание золота – до 1 г/т при среднем – 0,043 г/т
IV-2	1	Междуречье Щугор–Хомес	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках, связанный с современными аллювиальными отложениями. Содержание золота – до 0,6 г/т
IV-2	2	Междуречье Щугор–Хомес	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках, связанный с современными аллювиальными отложениями. Содержание золота – до 0,6 г/т
IV-3	11	Река Яныманья	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках, связанная с современными аллювиальными россыпями. Содержание золота – до 0,25 г/т при среднем – 0,01 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	13	Река Яныманья	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках, связанный с современными аллювиальными отложениями. Содержание золота – 0,25 г/т
П л а т и н а и п л а т и н о и д ы				
I-3	4	Верховья р. Воля	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках. Содержание платины – 0,01–0,02 г/т, палладия – до 0,015 г/т
I-4	9	Междуречье Туяхланья–Бол. Турупья	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках, связанная с гипербазитами. Содержание платины – до 0,1 г/т при среднем – 0,016, палладия – до 0,1 при среднем 0,005 г/т
II-3	7	Река Воля	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках неуставленной природы. Содержание палладия – до 0,005 г/т
IV-2	3	Река Яныманья	118	ВГХО. Геохимическая аномалия в донных осадках неуставленной природы. Содержание палладия и платины – до 0,005 г/т
IV-2	4	Река Яныманья	118	ВГХП. Геохимический поток рассеяния в донных осадках, связанный с современными аллювиальными отложениями. Содержание палладия и платины – до 0,01 г/т
Радиоактивные элементы				
У р а н , т о р и й				
I-4	6	Водораздел Бол. Турупья–Мал. Туяхланья	100	РА. Аномалия А-1 проявления Бол. Турупья, связанная со сланцами слюдисто-кварц-альбитовыми и слюдисто-альбит-кварцевыми с редкометалльной минерализацией. Размеры аномалии – 1500 × 380 м. Радиоактивность в западной рудной зоне – 100–170 мкР/ч в северной части и 100–110, реже до 200 мкР/ч в южной части. В центральной рудной зоне радиоактивность 100–212 мкР/ч в северной части и 100–290 мкР/ч в южной. Наибольшая активность 470 мкР/ч приурочена к лежащему контакту зоны
I-4	12	Верховья левого безымянного притока р. Мал. Туяхланья	100	РА. Аномалия А-2 проявления Бол. Турупья, связанная со сланцами слюдисто-кварц-альбитовыми и слюдисто-альбит-кварцевыми с редкометалльной минерализацией. Размер аномалии – 800 × 500 м. В западной рудной зоне радиоактивность составляет 100–215 мкР/ч с максимальным значением в центре залежи. В центральной рудной зоне радиоактивность – 100–270 мкР/ч, наибольшая активность характерна для центральной и западной ее частей
I-4	13	Левый безымянный приток р. Мал. Туяхланья	100	РА. Аномалия А-3 проявления Бол. Турупья, связанная со сланцами слюдисто-кварц-альбитовыми и слюдисто-альбит-кварцевыми с редкометалльной минерализацией. Размер аномалии – 1500 × 41 м
IV-1	6	2 км к северу от проявления Редка	67	ПМ. Эльвиальные развалы березитизированных риолитов со шпировидными обособлениями сульфидов и тонкой вкрапленностью редкометалльных минералов. Радиоактивность минерализованных глыб – 100 мкР/ч

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	16	Редка I	89	П. Рудная зона локализована в теле измененных альбитовых риолитов мощностью 200–300 м, круто падающем на запад и простирающимся в меридиональном направлении на 6,2 км. В северо-восточном контакте риолитов с измененными туфами среднего–основного состава проходит тектоническая зона сложного строения, вмещающая главную рудную зону. Наиболее обогащенные ураном образования тяготеют к трещиноватым участкам пород вдоль центральной части участка. В целом они образуют аномальную зону шириной до 20–25 м, прослеженную в коренном залегании в северо-восточном направлении на протяжении 200 м горными выработками и частично шпурометрическими работами. Собственно минерализованные участки в ее пределах залегают в форме удлинённых линз мощностью до 4 м и протяженностью до 40–50 м, друг относительно друга расположенных кулисно
IV-1	16	Редка I	89	Радиоактивность внутри минерализованных участков достигает 2500 экв.мкР/ч, а содержание урана колеблется от сотых долей процента до 3,125 %. Распространение урана в минерализованных линзах также весьма неоднородно. Урановые минералы локализуются в форме линзовидных, иногда гнездовых скоплений в трещинах высокого порядка. Первичным собственно урановым минералом на проявлении является настуран, присутствуют циркон, ортит, монацит, магнетит, пьезонтит, рутил, сфен, анатаз, ставролит, турмалин, пирит, гематит, халькопирит, галенит, молибденит, сфалерит, вульфенит. Все они тяготеют к участкам наибольшего гидротермального изменения риолитов (окварцевание, серицитизация, карбонатизация и др.) и встречаются в достаточном большом количестве. Из вторичных минералов наибольшим распространением пользуются борнит, ковеллин, малахит, церуссит, вульфенит, гуммит и силикаты урана типа уранофана и казолита. Спектральным анализом в кварц-настурановом агрегате установлены (%): кремний >10, алюминий – 3, кальций – 3, железо – 3, марганец – 0,04, титан – 1, молибден – 0,1, цирконий – 0,01, ниобий – 0,06, бериллий – 0,001, иттрий – 1, уран – 20, фосфор – 2, фтор – 1. К югу и юго-западу от описанной аномальной зоны намечается еще одна, фиксируемая в канаве № 24 по урану, свинцу, молибдену, меди и ванадию, с аномальной радиоактивностью риолитов в коренном залегании более 700 мкР/ч. Анализ геохимического разреза показывает, что на глубине 50–100 м от эродированной поверхности могут находиться скрытые промышленные рудные тела. Проявление рекомендовано к дальнейшим поисковым работам на уран
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
Кварц оптический и пьезоэлектрический				
I-1	8	Восточный склон горы Тельпос-Из	58	ПМ. В основных эффузивах саблегорской свиты (RF_{3sb}) в кварцевой жиле мощностью 0,8 м установлены кристаллы горного хрусталя размерами 3–4 см, трещиноватые и свилеватые
I-1	9	Верховье руч. Прямой, лев. притока р. Щугор	90	ПМ. В канаве в долеритах саблегорских субвулканических образований (βRF_{3sb}) вскрыта кварцевая жила мощностью 0,5 м с кристаллами и друзами горного хрусталя. Хрусталь низкого качества; добыто 12 кг сырья

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	11	Истоки р. Мороя	58	ПМ. Делювиальные россыпи (№ 1 и № 2) кристаллов горного хрусталя (размерами до 12 × 5 см) среди основных эффузивов саблегорской свиты (RF ₃ sb ₁). Добыто 70 кг кристаллосырья
I-1	12	Правобережье руч. Снежный, прав. притока р. Тельпосью	90	ПМ. В делювии среди глыб основных вулканитов и кварцевых конгломератов установлены друзы и кристаллы горного хрусталя размером до 10 см, плохого качества
I-1	13	Правобережье р. Тельпосью	90	ПМ. Обломки жильного кварца и кристаллы горного хрусталя размером 3–4 см, низкого качества среди глыб аповулканогенных пород кислого состава лаптопайской свиты (V ₂ -Clp) ПМ. Кристаллы горного хрусталя в коренных выходах долеритов лаптопайских субвулканических образований (BV ₂ -Clp), залегающих в полосе интенсивного рассланцевания вулканитов кислого состава лаптопайской свиты (V ₃ -Clp), приуроченной к зоне сопряжения разрывных нарушений субмеридионального и северо-восточного простирания. Вкрест простирания тела метадолеритов пройдена канава № 10 длиной 21 пог. м и под углом около 30° к простиранию пород – канава № 11 длиной 19 пог. м. Канавами вскрыты сланцы зеленого и сиреневого цвета с одним согласным кварцевым прожилком мощностью 5–7 см, выполненным молочно-белым кварцем без кристаллов горного хрусталя, с единичными гнездами медной зелени размером 1–2 мм
I-1	14	Левобережье р. Мороя, у отм. 767,0 м	90	ПМ. Друзы горного хрусталя с кристаллами размером 3–7 см в кварцевых жилах и метадолеритах лаптопайских субвулканических образований (BV ₂ -Clp ₂). Протяженность жил – 25 м, мощность – 0,5 м
I-1	15	Водораздел рек Мороя и Тельпосью	90	ПМ. В делювии туфов основных эффузивов саблегорской свиты (RF ₃ -V ₃ sb ₂) более 40 кристаллов горного хрусталя размером 10–12 см, плохого качества
I-1	18	Водораздел рек Мороя и Хальмерья	90	ПМ. В делювии туфов основных эффузивов саблегорской свиты (RF ₃ -V ₃ sb ₂) более 40 кристаллов горного хрусталя размером 10–12 см, плохого качества
I-2	3	Водораздел рек Няртсюю и Щугор	47	ПМ. В глыбах жильного кварца встречаются друзы и кристаллы горного хрусталя размером до 10 см среди туфов кислых эффузивов саблегорской свиты (RF ₃ -V ₃ sb ₂)
I-2	13	Верховье р. Няртсюю	47	ПМ. В делювии долеритов лаптопайских субвулканических образований (BV ₂ -Clp ₂) – кристаллы горного хрусталя размером 1–8 см
II-1	7	Южное окончание хр. Кузь-Куди-Ньер	90	ПМ. В делювии основных эффузивов лаптопайской свиты – мутные, трещиноватые кристаллы горного хрусталя размером 8–10 см
II-3	1	Восточный склон хр. Састем-Ньер	100	ПМ. В делювии кварцитов тельпосской свиты (O ₁ tl) – полупрозрачные кристаллы горного хрусталя размером 3–10 см
II-3	4	Восточный склон хр. Састем-Ньер	100	ПМ. В делювии кварцитов тельпосской свиты (O ₁ tl) – кристаллы горного хрусталя с полупрозрачной головкой размером 2 × 6 см
III-1	2	Водораздел р. Тельпосью и руч. Олений (прав. приток р. Тельпос)	72	ПМ. Среди элювиальных глыб аповулканогенных пород основного состава лаптопайской свиты (V ₃ -Clp) в обломках жильного кварца – мелкие кристаллы горного хрусталя
III-1	3	Водораздел р. Тельпосью и руч. Олений	72	ПМ. Останец жильного кварца размерами 3,0 × 4,5 м с друзой кристаллов горного хрусталя размером до 2,5 см в туфах основных эффузивов саблегорской свиты (RF ₃ -V ₃ sb ₂)
III-1	14	Хр. Уйтым-Ньер	72	ПМ. В делювии основных эффузивов саблегорской свиты (RF ₃ -V ₃ sb ₂) – друзы горного хрусталя с кристаллами размером до 3 см

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	16	Восточный склон хр. Уйтым-Ньер	89	ПМ. В кварцевых жилах мощностью 10 см – кристаллы горного хрусталя размером до 5 см в основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$)
III-1	17	Восточный склон хр. Уйтым-Ньер	72	ПМ. В делювии туфов основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – обломки горного хрусталя
III-1	19	Восточный склон хр. Уйтым-Ньер	89	ПМ. В кварцевых жилах мощностью 10 см – кристаллы размером до 5 см горного хрусталя в основных эффузивах саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$)
III-1	22	Восточный склон хр. Уйтым-Ньер	72	ПМ. В делювии основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – обломки кристаллов горного хрусталя размером до 6 см
III-1	23	Юж. окончание хр. Уйтым-Ньер	72	ПМ. В делювии основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – кристаллы горного хрусталя размером до 11 см
III-1	26	Юж. окончание хр. Уйтым-Ньер	72	ПМ. В делювии основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – мелкие кристаллы горного хрусталя
III-1	24	Верховье р. Подчерем	72	П. В сланцах саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – пять кварцевых жил альпийского типа с раздробленными кристаллами горного хрусталя. Добыто 112 кг сырья
III-1	18	Юж. окончание хр. Уйтым-Ньер	72	ПМ. В делювии кислых эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – обломки кварцевых жил с кристалликами горного хрусталя
III-3	2	Водораздел рек Талтма и Тильтильма	98	ПМ. В делювии вулканитов саблегорской свиты (RF_3sb_1) – друзы и щетки горного хрусталя
III-3	4	Хр. Хоса-Ньер	98	ПМ. В риолитах лаптопайских субвулканических образований (λV_2-Clp_1) – обломки кварцевой жилы с кристаллами горного хрусталя и дымчатого кварца
IV-1	2	Редка	117	П. Расположено на северо-западном склоне одноименной горы и сложено саблегорскими метаморфизованными эффузивами и зелеными сланцами. Участок выявлен и изучен поисково-разведочными работами 1958–1960 гг. Хрусталеносность связана с элювиально-делювиальными развалами. Кварцевая жила, вскрытая карьером, оказалась нехрусталеносной. Кроме жильного тела наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки, выполняющие секущие и диагональные трещины. К секущим прожилкам приурочены небольшие гнезда ($8 \times 5 \times 3$ см), выполненные кристаллами горного хрусталя и хлоритовой сыпучкой. Размеры кристаллов не превышают 3–4 см по длинной оси. Облик их короткостолбчатый. В генетическом отношении среди развалов выделяют элювиально-делювиальные и элювиальные. Первые имеют длину по простиранию до 41 м при ширине 13 м, вторые – по простиранию 11–16 м с шириной 3–4 м. Кристаллы имеют преимущественно коротко- и среднепризматический гексагональный габитус с размером по длинной оси от 2–3 до 15–20 см и до 10 см по короткой оси. Основными дефектами являются двойники, свилеватость, трещиноватость, минеральные и газово-жидкие включения. Всего с развалов добыто 600 кг кристаллосырья с выходом 0,267 кг моноблоков
IV-1	7	Правобережье р. Подчерье (верховье)	72	ПМ. В развалах глыб сланцев саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) найдено 53 мелких кристалла горного хрусталя хорошего качества
IV-1	8	Северо-восточный склон горы Редка	72	ПМ. В пустотах глыб жильного кварца кристаллы горного хрусталя в туфах основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	9	Западный склон горы Редка	72	ПМ. В делювии основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – друзы и кристаллы горного хрусталя размером 2 см
IV-1	11	Правобережье р. Подчерье	72	ПМ. В делювии основных эффузивов саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) – кристаллы горного хрусталя размером 6 × 8 см
IV-1	15	Правобережье р. Подчерье	72	ПМ. В развалах глыб сланцев и кварцитов тельпосской свиты (O_1tl) – мелкие кристаллы горного хрусталя плохого качества
IV-1	17	Левобережье р. Подчерье	89	ПМ. В сланцах тельпосской свиты (O_1tl) – кварцевые жилы мощностью 10 см с кристаллами до 5 см горного хрусталя
IV-1	19	1,5 км к северо-западу от отм. 836,0 м	89	ПМ. В маломощных (не более 10 см) кварцевых жилах, инъецирующих сланцевую толщу, встречены кристаллы горного хрусталя низкого качества, деформированные, с присутствием посторонних включений. Размеры кристаллов не превышают 5 см по удлинению
IV-1	20	Прав. берег р. Подчерье	72	ПМ В пустотах пегматитовой жилы в гранитах сальнеро-маньхамбовского комплекса ($\gamma V-Cs_2$) – щетки горного хрусталя с кристаллами размером до 1 см
IV-1	21	Лев. берег р. Подчерье	72	ПМ. В развалах глыб гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса ($\gamma V-Cs_2$) и жильного кварца – друзы с мелкими кристаллами горного хрусталя
IV-1	23	Участок Пырва. Северо-западный склон горы Пырва	117	П. Хрусталеносный участок Пырва расположен на северо-западном склоне горы Пырва. Данное хрусталепроявление приурочено к зоне контакта эффузивной толщи нижнего горизонта саблегорской свиты (RF_3sb_1), представленной порфировыми основными эффузивами с кварцитами и кварцитопесчаниками тельпосской свиты (O_1tl). В тектоническом отношении хрусталепроявления тяготеют к зоне разрывных нарушений, что подтверждается сильным рассланцеванием, трещиноватостью вмещающих пород. В процессе поисково-разведочных работ 1958–1960 гг. выявлены две кварцевые жилы, которые представлены параллельными, вытянутыми в меридиональном направлении пластообразными телами. Жильные тела имеют длину по простиранию 76–80 м при мощности 1,5–3,8 м, прослежены до глубины 5–6 м. Элементы залегания жил: азимут падения 60–90°, $\angle 65$–80°. Тела разделены между собой пачкой рассланцованных измененных диоритов. Жилы представлены молочно-белым массивным кварцем, преимущественно крупнозернистой и среднекристаллической структуры. В одной из жил характерно наличие разноориентированных ксенолитов вмещающих пород угловатых очертаний, в другой они редки. Ксенолиты в основном приурочены к висячему боку жилы, в силу чего контакт последнего имеет расплывчатый характер. Судя по угловатой форме ксенолитов и их обилию, жила использовала зону тектонического нарушения, выполняя полость, формировавшуюся в процессе дробления. Горными работами было выявлено 25 гнезд, причем 20 полостей в одной жиле с крупнозернистым кварцем и пять в другой. Тринадцать гнезд приурочено к центральным участкам жилы, семь – к лежащему боку тела и пять к ксенолитам вмещающих пород. Форма преобладающего числа гнезд – изометричная. Выполнены они кварцевой щебенкой и хлоритовой сыпучкой, в которых захоронены кристаллы горного хрусталя

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	23	Участок Пырва. Северо-западный склон горы Пырва	117	Средний размер кристаллов по длинной оси достигает 15 см и 10 см по короткой. Максимальный размер по длинной оси – 35 см, по короткой – 23 см. По степени прозрачности индивиды различны – от водянопрозрачных до молочно-белых. Габитус кристаллов короткостолбчатый, гексагональный. К основным дефектам, снижающим качество сырья, относятся двойники, свилеватость, трещиноватость, газово-жидкие включения и минеральные примеси, представленные группой хлорита. Приконтактные изменения выражены в окварцевании, повышенной трещиноватости и рассланцевании вмещающих пород. Всего на хрусталепроявлении добыто 1300 кг кристаллосырья, получено 2,5 кг мбл.
IV-1	24	Юго-западный склон горы Пырва	72	ПМ. В развалах глыб сланцев саблегорской свиты ($RF_3-V_1sb_2$) и жильного кварца – мелкие (до 3 см) кристаллы и друзы горного хрусталя
IV-1	36	Лев. приток р. Понья	89	ПМ. В катаклазированных гранитах сальнеро-маньхамбовского комплекса ($\gamma V-Cs_2$) – кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя размером до 10 см
Химическое сырье				
Барит				
II-4	5	Левобережье р. Воля	98	ВГХО. Геохимический ореол над породами мороинской свиты (RF_3mr) с содержанием бария 0,1 %. В повышенных концентрациях присутствуют (%): Ni – 0,05, Co – 0,005, Pb – 0,002, Cu – 0,005
III-3	12	Северо-восточный склон выс. 343,3 м, к востоку от участка АН-Х	98	ПМ. В шурфе – эффузивы основного состава саблегорской свиты (RF_3sb_1) и окатанные обломки барита
IV-3	1	Северо-восточный угол листа, к югу от р. Хомес, юго-восточный склон выс. 316,5 м	98	ВГХО. Геохимический ореол в зоне пересечения двух разломов в породах саблегорской свиты (RF_3sb_1): Ba 0,2 % (спектральный анализ). Рекомендуется для проверки на полиметаллическое оруденение
Горнотехническое сырье				
Асбест амфиболовый				
II-3	6	Прав. берег р. Воля	100	П. Приурочено к порфировым андезибазальтам саблегорской свиты (RF_3sb_1), залегающим в ядре Западной синклинали. Породы грубо рассланцованы, в большом количестве встречаются прожилки карбонат-кварцевого состава мощностью от 1 мм до 5 см. В этих прожилках по стенкам пустот и по зальбандам содержатся тонкие примазки амфибол-асбеста. Кроме того, амфибол-асбест и серпофит выполняют некоторые трещины, в основном двух систем: первые имеют азимут падения 340°, угол падения 70°, вторые – азимут падения 240°, угол падения 50°. Асбест голубовато-серого цвета, поперечноволоконистый. Длина волокна – до 1 см. Прожилки асбеста параллельные. Мощность асбестоносной зоны по канаве – 19 м, полностью не пересечена. Общая протяженность зоны – около 4 км

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	2	Водораздел рек Туяхланья и Понтсайтя	100	ПМ. В породах польинской свиты (O_{2-3pl}) – прожилки амфибол-асбеста
II-4	3	Междуречье Волья–Туяхулынья	100	П. Ряд сближенных пунктов минерализации, приуроченных к породам хомасьинской свиты (O_{1-2hm}). Породы окварцованы, хлоритизированы, с прожилками кварц-карбонатного состава, содержат крупнокристаллический пирит. К трещинам, проходящим в зонах окварцевания и карбонатизации, приурочен амфибол-асбест. Асбест тонковолокнистый, ориентировка волокна поперек трещин, длина волокна – от нескольких мм до 3–4 см, в раздувах до 5 см. С какой системой связано проявление асбеста установить очень трудно, так как породы сильно раздроблены. Мощность асбестоносной зоны составляет 3,0 м. Но проявления асбеста в нескольких точках свидетельствуют о том, что таких зон несколько. По простиранию они прослежены по отдельным точкам примерно на 3,0 км
III-3	7	Прав. берег р. Талтма (верховье) 700 м к юго-западу от выс. 477,0 м	98	ПМ. Пржилки асбеста в гидротермально измененных эффузивах основного состава саблегорской свиты (RF_{3sb1}). В породе присутствует пирит
III-3	14	Прав. борт лев. притока р. Хомес. Северный склон выс. 406,4 м к северу от р. Хомес	98	ПМ. В интенсивно эпидотизированных долеритах лаптопайских субвулканических образований (βV_2-Clp_2) – прожилки амфибол-асбеста. В породе присутствует пирит
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ				
Карбонатные породы				
Мраморы				
I-4	16	Правобережье р. Мал. Туяхланья	100	П. Мелкозернистые пятнистые желтовато-розовые мраморы мороинской свиты (RF_3mr) в полосе протяженностью 4 км, шириной 0,2–0,5 км. Пригодны как облицовочный камень
II-4	1	Правобережье рек Туяхланья и Понтсайтя	100	П. Мраморы мелкозернистые пятнистые желтовато-розовые мороинской свиты (RF_3mr) на продолжении той же зоны

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Прогнозные ресурсы, категории			Сумма ресурсов	Удельная продуктивность: запасы + ресурсы (P ₁ + P ₂) / S
				P ₁	P ₂	P ₃		
1	УРАЛЬСКИЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС							
2	ЦЕНТРАЛЬНОУРАЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА							
3	2. Ляпинская минерагеническая зона							
4	2.1. Турупынско-Маньхамбовский рудный район							
5	(2.1.1 U, R) Подчеремский редкометалльно-урановорудный узел прогнозируемый	U Кварц-кристаллосырье Хрусталь для плавки Кварц для плавки Кварц для синтеза Пьезокварц	460			12,6 тыс. т* 345 т 552 т 414 тыс. т 9,2 тыс. т 276 кг	12,6 тыс. т 345 т 552 т 414 тыс. т 9,2 тыс. т 276 кг	27,39 т/км ² 1,5 т/км ^{2**} 2,4 т/км ^{2**} 1,8 тыс. т/км ^{2***} 0,04 тыс. т/км ^{2***} 1,2 кг/км ^{2**}
6	(2.1.2 R) Турупынский редкометаллнорудный узел потенциальный	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ Au WO ₃ BeO	740			17 тыс. т* 137 тыс. т* 83,6 тыс. т 24,7 т 6,6 тыс. т*** 42 тыс. т***	17 тыс. т 137 тыс. т 83,6 тыс. т 24,7 т 6,6 тыс. т 42 тыс. т	0,046 тыс. т/км ² 0,371 тыс. т/км ² 0,226 тыс. т/км ² 0,0667 т/км ² 8,92 т/км ² 56,76 т/км ²
7	(2.1.3 Cu, Au) Талтминский золото-меднорудный узел прогнозируемый	Cu Au	190		1,5 млн т	0,8 млн т 8,8 т	2,3 млн т 8,8 т	12,11 тыс. т/км ² 0,077 т/км ²

*Прогнозные ресурсы, рекомендованные к постановке на учет.

**Площадная продуктивность, принятая по аналогии с Неройской хрусталеносной зоной [76].

***по А. Н. Мельгунову и др. [95].

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых, показанных
на Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000 листа Р-40-VI**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические ископаемые				
Цветные металлы	Cu	1	P ₂	1,5 млн т
	WO ₃	1	P ₃ P ₃	0,8 млн т 6,6 тыс. т
Редкие металлы	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ TR ₂ O ₃ BeO	1	P ₃	17 тыс. т* 137 тыс. т* 83,6 тыс. т 42 тыс. т
Благородные металлы	Au коренное	2	P ₃	33,5 т
Радиоактивные металлы	U	1	P ₃	12,6 тыс. т*
Неметаллические ископаемые				
Кварцевое сырье	Кристаллосырье Хрусталь для плавки Кварц для плавки Кварц для синтеза Пьезокварц	1	P ₃	345 т 552 т 414 тыс. т 9,2 тыс. т 276 кг

*Ресурсы рекомендованы к постановке на учет.

**Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Государственной геологической карты
масштаба 1 : 200 000 листа Р-40-VI прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории Р ₃		Баланс ресурсов по результатам работ (+, –)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Подчеремский редкометалльно- урановорудный узел прогнози- руемый (2.1.1 U, R)				ГДП-50 с комплексом поисковых работ
	U		12,6 тыс. т	12,6 тыс. т	
	Кварц-кристаллосырье		345 т	345 т	
	Хрусталь для плавки		552 т	552 т	
	Кварц для плавки		414 тыс. т	414 тыс. т	
	Кварц для синтеза		9,2 тыс. т	9,2 тыс. т	
	Пьезокварц		276 кг	276 кг	
2	Турупинский редкометалльно- рудный узел потенциальный (2.1.2 R)				»
	Ta ₂ O ₅	9,4 тыс. т	17 тыс. т	+7,6 тыс. т	
	Nb ₂ O ₅	93 тыс. т	137 тыс. т	+44 тыс. т	
	TR ₂ O ₃		83,6 тыс. т	83,6 тыс. т	
	Au		24,7 т	24,7 т	
	WO ₃	6,6 тыс. т			
	BeO	42 тыс. т			
3	Талтминский золото- меднорудный узел прогнозируе- мый (2.1.3 Cu, Au)				»
	Cu		0,8 млн т	0,8 млн т	
	Au		8,8 т	8,8 т	

**Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов,
показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа Р-40-VI
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Номер на карте	Номер ячейки	Комплекс, порода	Метод	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
2	I-1	Лаптопайские субвулканические образования, умереннощелочной долерит	U-Pb	530 [12] (534 [8]) (Є ₁)	Обн. 16-123 Наст. записка
3	I-4	Саблегорская свита, сланец альбит-серицит-хлорит-кварцевый	U-Pb	636 [9] (RF ₃)	[67] обн. 14-624-1
7	III-3	Лаптопайские субвулканические образования, трахиандезитобазальт	U-Pb	516 [9] (Є ₁) (1183 [23])	[67] обн. 14-237
8	III-3	Манарагско-сивьягинский комплекс, монзонит	U-Pb	566 [5] (V ₂)	[67] обн. 14-10-1
9	III-3	Манарагско-сивьягинский комплекс, монзонит	Sm-Nd	574 [56] (V ₁)	[67] обн. 14-10-2
10	IV-4	Петропавловский комплекс, диорит	Rb-Sr	414 [6] (D ₁)	[67] обн. 13-1219
12	IV-1	Поньинский комплекс, умереннощелочной лейкогранит	U-Pb	342 [2] (C ₁)	Обн. 16-1042-14 Наст. записка
13	IV-1	Лаптопайские субвулканические образования, риолит	U-Pb	514 [2] (Є ₁)	Обн. 13-1038-1 Наст. записка
14	IV-3	Лаптопайские субвулканические образования, трахириолит	U-Pb	495 [6] (Є ₃)	[67] обн. 13-1240
15	IV-1	Сальнеро-маньхамбовский комплекс, гранит	U-Pb	501 [5] (Є ₃)	[67] обн. 13-29-1
16	VI-1	Поньинский комплекс, монцодоле-рит	U-Pb	338 [6] (C ₁)	[67] обн. 13-30
17	IV-3	Саблегорские субвулканические образования, долерит	Sm-Nd	563 [100] (V ₂)	[67] обн. 13-260-1
18	IV-1	Поньинский комплекс, монцоба-бродиорит	Rb-Sr	250 [1] (T ₁)	[67] обн. 13-299-1

**Список петротипов и опорных обнажений, показанных на геологической карте дочетвертичных образований
листа Р-40-VI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	Номер по списку литературы, авторский номер объекта
1	I-1	Опорное обнажение седельской свиты (S_2sd), фаунистически охарактеризованное	[90] обн. 446 обн. 447
4	I-4	Опорное обнажение хомасьинской свиты ($O_{1-2}hm$), фаунистически охарактеризованное	[100] обн. 961
5	I-4	Опорное обнажение хомасьинской свиты ($O_{1-2}hm$), фаунистически охарактеризованное	[100] обн. 1600
6	II-4	Опорное обнажение хомасьинской свиты ($O_{1-2}hm$), фаунистически охарактеризованное	[98] обн. 1495
7	III-3	Опорное обнажение лаптопайских субвулканических образований (V_2-Clp_2)	[67] обн. 14-237
9	III-3	Петротипический массив манарагско-сивьягинского габбро-монцонит-диоритового комплекса (V_1ms)	[67] обн. 14-10-2
11	IV-2	Опорное обнажение табаротинской серии (O_3-S_1tb), фаунистически охарактеризованное	[7]
15	IV-1	Петротипический массив сальнеро-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса ($V-Cs_2$)	[67] обн. 13-29-1
18	IV-1	Петротипический массив поньинского монцогаббро-монцодиоритового комплекса (C_3-Ppn)	[67] обн. 13-299-1

**Список буровых скважин, показанных на геологической карте четвертичных образований листа Р-40-VI
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000**

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика	Номер по списку литературы, авторский номер объекта
1	I-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 0,6 м) и разрез ханмейской морены (до 7 м)	[156] С-19
2	I-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 1 м) и разрез ханмейской морены (до 23 м)	[156] С-1
3	I-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 3 м) и разрез ханмейской морены (до 8 м)	[156] С-29
4	I-4	Скважина вскрывает делювиально-солифлюкционные образования (до 2,6 м), разрез ханмейской морены и гляциофлювиала (до 23 м)	[156] С-9
5	I-4	Скважина вскрывает аллювиальные образования (до 3 м) и разрез ханмейской морены (до 12 м)	[156] С-14
6	I-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 4,5 м), разрез ханмейской морены (до 20 м) и элювиально-делювиальных отложений (до 3 м)	[156] С-24
7	I-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 3 м) и разрез ханмейской морены (до 7 м)	[156] С 14
8	I-4	Скважина вскрывает разрез делювиальных образований (до 2,3 м), ханмейской морены (до 7 м) и элювиально-делювиальных отложений (до 9 м)	[156] С-50
9	I-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 4 м), разрез ханмейской морены и гляциофлювиала (до 16 м)	[156] С-147
10	I-4	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения (до 2,5 м), разрез ханмейской морены (до 37 м) и элювиальных образований (до 39 м)	[156] С-43
11	I-4	Скважина вскрывает делювиальные и солифлюкционные отложения (по морене) (до 2 м), разрез ханмейской морены (до 24 м)	[156] С-13
12	I-4	Скважина вскрывает разрез делювиальных образований (до 3,6 м), ханмейской морены (до 6 м) и элювиальных отложений (до 8 м)	[156] С-18
13	II-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (до 0,6 м), разрез ханмейской морены (до 30 м)	[156] С-21
14	II-3	Скважина вскрывает разрез ханмейской морены (до 16 м)	[156] С-5
15	II-3	Скважина вскрывает отложения первой надпойменной террасы (до 4 м), ханмейского гляциофлювиала (до 6 м), ханмейской морены (до 15 м)	[156] С-8
16	II-3	Скважина вскрывает отложения первой надпойменной террасы (до 2 м), ханмейского гляциофлювиала (до 6 м), ханмейской морены (до 23 м) и элювиальных образований (до 24 м)	[156] С-38
17	II-4	Скважина вскрывает ханмейские гляциофлювиальные образования (до 6 м), разрез ханмейской морены (до 14 м)	[156] С-37
18	II-4	Скважина вскрывает отложения первой надпойменной террасы (до 4 м), ханмейского гляциофлювиала (до 6 м), ханмейской морены (до 8 м)	[156] С-9
19	II-4	Скважина вскрывает разрез ханмейской морены (до 7 м)	[156] С-76

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика	Номер по списку литературы, авторский номер объекта
20	II-4	Скважина вскрывает делювиальные образования (по ханмейской морене) (до 1,5 м), разрез ханмейской морены (до 28 м)	[156] С-33
21	II-4	Скважина вскрывает отложения первой надпойменной террасы (до 2 м), ханмейского гляциофлювиала (до 6 м), ханмейской морены (до 13 м)	[156] С-17
22	II-4	Скважина вскрывает ханмейские гляциофлювиальные образования (до 10 м), разрез ханмейской морены (до 38 м)	[156] С-16
23	II-4	Скважина вскрывает разрез ханмейской морены до 26 м	[156] С-37
24	II-4	Скважина вскрывает отложения первой надпойменной террасы (до 4 м), ханмейской морены (до 8 м)	[156] С-1
25	III-4	Скважина вскрывает отложения ханмейского гляциофлювиала (до 12 м) и ханмейской морены (до 34 м)	[156] С-59
26	III-4	Скважина вскрывает отложения первой надпойменной террасы (2,5 м), ханмейского гляциофлювиала (до 5,6 м), ханмейской морены (до 9,0 м)	[156] С-11

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	6
Стратиграфия	13
Интрузивный магматизм	59
Тектоника	108
История геологического развития	119
Геоморфология	124
Полезные ископаемые	129
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	158
Гидрогеология	169
Эколого-геологическая обстановка	173
Заключение	176
Список литературы	180
<i>Приложение 1. Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), геофизических аномалий (естественной радиоактивности Р, вызванной поляризации и магнитного поля ВП, М), показанных на Государственной геологической карте полезных ископаемых листа Р-40-VI</i>	<i>186</i>
<i>Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений</i>	<i>208</i>
<i>Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых</i>	<i>209</i>
<i>Приложение 4. Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Государственной геологической карты листа Р-40-VI прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов</i>	<i>210</i>
<i>Приложение 5. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на геологической карте дочетвертичных образований</i>	<i>211</i>
<i>Приложение 6. Список петротипов и опорных обнажений, показанных на геологической карте дочетвертичных образований</i>	<i>212</i>
<i>Приложение 7. Список буровых скважин, показанных на геологической карте четвертичных образований</i>	<i>213</i>

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000 (издание второе)
Серия Северо-Уральская
Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из)
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Техническое редактирование *О. Е. Степурко*

Верстка *Т. П. Рекант*

Формат 60×90/8. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 27. Уч.-изд. л. 25,8.
Заказ 41715200

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153