

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«ПОЛЯРНО-УРАЛЬСКОЕ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ» (ОАО «ПУГГП»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ»
им. А. П. КАРПИНСКОГО (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Второе издание (цифровое)
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ • 2014

УДК 550,8:528,94(084.3M200) (470.13)

Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев, А. В. Степунин и др.
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб
1 : 200 000 (второе издание, цифровое). Серия Полярно-Уральская. Лист
Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. – СПб.: Картографиче-
ская фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.

Дается описание материалов по стратиграфии, интрузивным и метамор-
фическим образованиям центральной части Войкаро-Сынинского массива
Полярного Урала, его западных и восточных предгорий. Описаны стратигра-
фические подразделения в возрастном диапазоне от позднего рифея до позд-
него мела включительно, а также четвертичные отложения, магматические
образования венда и палеозоя. Приведены сведения по тектонике, геоморфо-
логии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано
систематическое описание полезных ископаемых территории. Рассмотрены
закономерности их размещения. Дана оценка прогнозных ресурсов. Состав-
лен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного
оформления.

Табл. 7, ил. 16, список лит. 172 назв., прил. 9.

А в т о р ы:

*Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев, А. В. Степунин,
К. В. Куликова, Е. А. Лебедева, А. Д. Матюшков, М. В. Носиков,
С. Ю. Петров, М. Н. Петрова, С. Т. Ремизова, М. Л. Сахновский,
А. О. Косьянов, С. Н. Сычев, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко*

Научный редактор *М. А. Шишкин*

Рецензенты: *А. В. Жданов, Л. Р. Семёнова, А. К. Иогансон*

Рекомендована к печати НРС Роснедра
23 ноября 2009 г.

© Роснедра, 2014
© ОАО «ПУГГП», 2009
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009
© Коллектив авторов, 2009
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-41-XVI в административном отношении входит в состав Шурышкарского района Ямало-Ненецкого автономного округа и Воркутинского района Республики Коми. Ее географическое положение определяется координатами: 66–66°40' с. ш. и 63–64° в. д.

Орографически территория делится на пять частей (с северо-запада на юго-восток): Предуральскую равнину, западные предгорья, горную часть (Большой Урал), восточные предгорья (Малый Урал) и Западно-Сибирскую низменность.

Предуральская предгорная равнина занимает небольшой фрагмент в крайней северо-западной части площади и характеризуется слабохолмистой заболоченной поверхностью с отметками от 70 до 150 м. Область западных предгорий представляет собой приподнятую слабоволнистую поверхность, ступенчато воздымающуюся к зоне Уральского кряжа, в связи с чем здесь выделяются подзоны низких и высоких предгорий, а также отдельные остаточные горы. Для низких предгорий характерны плоские, часто заболоченные вершины водоразделов с абс. отм. 200–360 м, при относительных превышениях над долинами до 150 м. На этом фоне выделяются отдельные остаточные горы (например, гора Хойла-Пэ – 549 м). Высокие предгорья характеризуются уплощенными холмисто-увалистыми водоразделами с абс. отм. 400–600 м (до 800 м).

Горная часть листа (Уральский кряж) включает здесь Войкаро-Сынинский и Хордьюсский горные массивы. Рельеф их сильно расчленен, максимальные высотные отметки достигают значений 1000–1100 м (1179 м – гора Скальная, 1130 м – гора Географов, 1086 м – гора Хордьюс), а минимальные составляют 160–360 м в днищах троговых долин. Горные массивы изобилуют многочисленными карами, цирками, трогами, каньонами с обрывистыми, иногда субвертикальными бортами. Перепады высот между днищами трогов и водоразделами достигают 300–500 м. В карах нередко располагаются современные небольшие ледники. Водоразделы часто плоские, представляют собой сохранившиеся фрагменты разноуровневых поверхностей выравнивания 900–1100 м и 600–800 м, ступенями спускающиеся к предгорьям. Гребневидные водоразделы редки (хр. Хордьюс).

Между Уральским кряжем и Западно-Сибирской низменностью в зоне восточных предгорий расположена холмисто-увалистая гряда Малого Урала с абс. отм. 200–300 м (максимальная 338,5 м – хр. Янас-Тэре). Последняя отделена от главного хребта Лагортинской межгорной впадиной, по большей

части заболоченной, с абс. отм. 120–200 м. Попадающая в пределы рассматриваемой территории крайняя западная часть Западно-Сибирской низменности в целом характеризуется отметками 60–80 м, минимальные 42–45 м в долинах мелких ручьев и по берегам озер в крайней юго-восточной части планшета. Эта часть территории сильно заболочена, здесь расположены многочисленные озера и западный край крупнейшего в районе оз. Варчаты.

Реки западного склона принадлежат к бассейну р. Печора и в пределах территории листа текут в северо-западном направлении. С севера на юг это – Бол. Хойла, Прав., Сред. и Лев. Лагорта, которые, сливаясь, образуют р. Лагорта, Бол. Ниедзью, Мал. Ниедзью, Грубею, Пальник-Ю и Пага. В северо-западном углу планшета расположен фрагмент р. Юньяга, текущей вдоль гор с северо-востока на юго-запад, в которую впадают все вышеперечисленные водотоки.

Главные водотоки Восточного склона принадлежат к бассейну р. Обь и текут к востоку и юго-востоку в верховьях, поворачивая на юг в Лагортинской межгорной впадине. Это (с севера на юг) – Хойла, Лагорта-Ю, Груба-Ю, Бол. Лагорта, Мал. Лагорта, Лабахэй, Вылью, Погурей, Кокпела. У крайнего южного обреза листа слияние рек Бол. Лагорта и Кокпела образуют р. Войкар. Все реки района несудоходны – ширина их составляет несколько десятков метров, а обычная глубина (0,5–2 м) лишь в отдельных «ямах» достигает нескольких метров. Вместе с тем эти водотоки являются серьезным препятствием для вездеходного транспорта и во время весеннего паводка непреодолимы. В межень они, как правило, могут быть преодолены на участках бродов, к которым сходятся дороги гусеничного транспорта.

Климат района субарктический, снеговой покров держится 8 месяцев (отдельные снежники многолетние), амплитуда колебаний температур от -45°C до $+31^{\circ}\text{C}$, среднегодовая от $-5,4^{\circ}\text{C}$ до $-8,9^{\circ}\text{C}$. Теплый период с температурой воздуха выше 0°C начинается в последней декаде июня и длится до сентября; снежный покров ложится во второй половине сентября и сходит в конце июня. В глубоких карах верховьев главных рек и их притоков, а также на склонах северной экспозиции снежники часто сохраняются в течение всего лета, а иногда и несколько лет подряд. Лето прохладное и дождливое, для значительной части горной площади характерны частая облачность, низкие туманы и штормовые ветры до 7–8 баллов. В летние месяцы, преимущественно в середине–конце июля часты грозы, атмосферное давление меняется резко и часто. Повсеместно развита вечная мерзлота, верхняя часть которой в течение лета оттаивает на 0,5–2 м.

Территория района расположена в пределах трех растительных зон: горной тундры (Войкаро-Сынинский и Хордьюсский горные массивы), лесотундры (западная равнина и низкие предгорья, гряда Малого Урала, Приобская низменность) и лесов (лиственница, береза, режа ель). Леса растут в долинах крупных рек отдельными островками и на склонах (преимущественно юго-восточных) высот Малого Урала. Широко представлены кустарники: карликовая береза, ива, ольха, можжевельник. Травяная растительность распространяется до высот 800–850 м, выше присутствуют только мхи и лишайники.

Постоянное и кочевое население на территории отсутствует. Животный мир весьма убог. В лесотундровой зоне очень редко встречаются медведи, волки, лоси; в тундре – куропатки и лемминги. В горных реках преобладает хариус, в озерах Западно-Сибирской низменности водится обычная для региона ассоциация рыб: сига, щука, окунь, красноперка. Самое крупное в регионе озеро Варчаты, западная часть которого попадает на территорию листа, является промысловым.

В экономическом отношении изученный район не освоен. Населенные пункты на рассматриваемой территории отсутствуют. Ближайшие населенные пункты находятся на железной дороге Сейда–Лабытнанги–поселки Елецкая, Харп, Обская, а также г. Лабытнанги. Через площадь вдоль восточного склона Урала, проходит вездеходно-тракторная дорога, которая через невысокие сквозные перевалы Хойлинский (400 м), Лагортинский (302 м) и Кокпельский (325 м) соединяется с аналогичной дорогой, идущей вдоль западного склона Урала. Для колесного транспорта рассматриваемая территория непроходима. Становится непроходимой она и для гусеничного транспорта в период весеннего паводка (май–начало июня).

Обнаженность геологических объектов территории листа весьма неравномерна. Наиболее обнажены породы райизско-войкарского, кэршорского и дзеляуского комплексов, слагающие самые высокие и наиболее расчлененные Войкаро-Сынинский и Хордьюсский горные массивы с многочисленными скальными бортами трогов, каров, цирков и каньонов, между которыми располагаются поля крупноглыбовых элювиально-делювиальных развалов, что обеспечивает относительно равномерную площадную обнаженность. Весьма слабо обнажена территория межгорной впадины между Войкаро-Сынинским массивом и грядой Малого Урала, сложенная преимущественно гранитоидами собского и янаслорского комплексов. Они обнажены главным образом в береговых обрывах главных водотоков (реки Бол. Лагорта и Кокпела) и образуют отдельные останцы и преимущественно крупноглыбовые развалы в хр. Янас-Тэре Малого Урала. Довольно слабо обнажены вулканогенно-осадочные образования Малого Урала, представленные единичными останцами среди покрытых лесом отдельных полей развалов пород и отдельными коренными выходами в береговых обрывах р. Войкар. Западные предгорья в основном перекрыты ледниковыми образованиями, вместе с тем хорошо обнажены склоны долин большинства рек и ручьев. Четвертичные (мезозойские) образования расположенного в юго-восточной части площади листа фрагмента Западно-Сибирской низменности не обнажены.

Работы по ГК-200 и подготовка к изданию второго поколения Государственной геологической карты листа Q-41-XVI масштаба 1 : 200 000 были начаты в 2006 г. Проведены четыре полевых сезона, в задачу которых входило уточнение дискуссионных вопросов стратиграфии и магматизма, прогнозно-поисковые работы на хромиты, медь, золото и другие виды полезных ископаемых, с опережающим геохимическим опробованием по первичным и вторичным ореолам на перспективных участках. Более подробно результаты полевых и поисковых работ отражены в отчете по ГК-200 [123]. В камеральный период с учетом полученных данных проведено обобщение

материалов геологосъемочных, поисковых, разведочных и геофизических работ, выполненных в пределах листа.

Изданная в 1976 г. Государственная геологическая карта листа Q-41-XVI первого поколения [18] к настоящему времени в значительной мере устарела. Поэтому основой для составления Госгеолкарты второго издания, в первую очередь, явились материалы ГДП-50 под руководством П. М. Кучерины [137], материалы ГДП-200 [135], данные собственных исследований авторов [123], материалы поисковых работ на хромиты [152], [153], благородные металлы [160], бариты [144], а также тематические исследования ИГ КомиНЦ УрО РАН, ГИН РАН, ИГиГ УрО РАН на территории листа за период с 1969 по 2005 годы. Вышеотмеченные работы позволили уточнить положение и детализовать состав подразделений практически всех возрастных диапазонов, развитых в районе, а также уверенно проследить положение геологических границ в обнаженной части территории.

Наименее обоснованной осталась рисовка геологической карты по Западно-Сибирской части листа, которая полностью перекрыта неоген-четвертичными отложениями, бурение не проводилось (пробурено пять опорных скважин на соседнем с востока листе Q-41-XVII и пять на примыкающем с юга-запада листе Q-41-XXI). В основу рисовки геологической карты здесь положена карта масштаба 1 : 500 000, составленная сотрудниками ЗапСибВНИГНИ [151].

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 к настоящему времени изданные комплекты карт второго поколения отсутствуют. В издании находится лист Q-41-XI [83]. Изданные по смежным листам карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения по листам Q-41-X [12], Q-41-XV [18], Q-41-XXI [22] в значительной степени устарели. Поэтому увязка границ по западной и северной рамкам не проводилась. Восточная и южная рамки с подготовленными к изданию листами Q-41-XVII [60] и Q-41-XXI, XXII [61] полностью увязаны.

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также Объяснительная записка выполнены в соответствии с основными положениями «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2009 г.), «Временными требованиями по проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200» (1998 г.). Цифровые модели подготовлены согласно «Требованиям к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра цифровых материалов по листам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго издания (вторая редакция, 2009 г.). Электронная база первичных данных составлена только по материалам собственных работ в форматах Word и Access.

В полевых работах по объекту в течение всего периода принимали участие сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ»: докт. геол.-минер. наук. Д. Н. Ремизов (ответственный исполнитель), докт. геол.-минер. наук. С. И. Григорьев, Н. Г. Григорьева, А. О. Косьянов, А. Д. Матюшков, М. В. Носиков, С. Ю. Петров, М. Н. Петрова, А. В. Степунин, С. Н. Сычев, в разные годы – докт. геол.-

минер. наук. С. Т. Ремизова, канд. геол.-минер. наук. М. А. Шишкин, Е. В. Молчанова, А. В. Черкашин, Е. А. Лебедева, С. В. Калаус, сотрудники ИГ КНЦ УрО РАН, кандидаты геол.-минер. наук. А. А. Соболева, К. В. Куликова, А. Ф. Хазов, сотрудники ГИН РАН, кандидаты геол.-минер. наук Е. В. Хаин и А. А. Федотова. Сопутствующие полевые и камеральные работы по анализу типоморфизма рассыпного золота проводились группой ИГ КомиНЦ УрО РАН под руководством докт. геол.-минер. наук. С. К. Кузнецова. Авторы благодарны участникам полевых работ канд. геол.-минер. наук В. И. Мизину, А. Е. Шмырову, С. Т. Неверову, В. В. Горбенко, М. А. Курочкиной, Ф. Н. Феофилактону, А. Д. Ремизову, Н. Е. Коробейниковой, Э. К. Ибрагимовой.

В составлении комплекта карт и Объяснительной записки к ним принимали участие сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ» Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев, С. Т. Ремизова, А. Д. Матюшков, С. Ю. Петров, М. Л. Сахновский, М. В. Носиков, А. О. Косьянов, А. В. Степунин, М. Н. Петрова, С. Н. Сычев, Е. А. Лебедева, Н. Г. Григорьева, а также сотрудник ИГ КомиНЦ УрО РАН К. В. Куликова.

Лабораторные работы выполнены в ЦЛ ФГУП «ВСЕГЕИ». Радиогеохронологические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ».

Определения микрофауны выполнены ведущим научным сотрудником ИГ КНЦ УрО РАН, докт. геол.-минер. наук. С. Т. Ремизовой, спорово-пыльцевой анализ – ведущим научным сотрудником ИГ КНЦ УрО РАН, докт. геол.-минер. наук. О. П. Тельновой.

Авторы признательны Н. В. Лютикову, В. Г. Котельникову, А. Н. Мельгунову, А. В. Жданову, А. П. Казаку, А. П. Прямоносому, Т. Н. Кривко, В. В. Юдину, Е. В. Хаину, А. А. Федотовой, А. А. Соболевой и др., оказавшим разностороннюю консультативную помощь и предоставившим материалы собственных исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В связи с тем, что работы, проведенные до издания Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 первого поколения по листу Q-41-XVI, достаточно подробно освещены в Объяснительной записке к листу [18], в настоящей записке рассматриваются только сама изданная карта и геологические исследования, выполненные после 1976 г. Для улучшения восприятия сведения о работах даются по тематическим разделам.

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ, ПОИСКОВЫЕ И РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Государственная геологическая карта листа Q-41-XVI первого поколения составлена В. Н. Гессе, А. А. Савельевым и Г. Н. Савельевой в 1976 г. с учетом результатов предыдущих исследований. Авторы установили следующую последовательность свит в пределах западного склона: моллюдмусюрская (PR₃), кокпельская (PR₃—С), на которых с угловым несогласием залегают погурейская (O₁), грубеинская (O₁₋₂), чигимская (O₂₋₃) и ее возрастной аналог – моллюдшорская, харотская (S—D₁), пагинская (D₂₋₃), воргашорская (С), яуская (С), кечьпельская (Р) свиты. В целом эта схема не утратила своего значения до настоящего времени, исключая выделения на листе моллюдмусюрской свиты (к которой ошибочно отнесены красноцветные образования погурейской и грубеинской свит), отнесения доордовикских вулканитов к кокпельской свите, нерасчлененному ордовику – метаморфических пород пальникшорской толщи на западе и контактовых роговиков собского комплекса на востоке, сборный характер и невалидность по современным данным чигимской свиты. На восточном склоне в пределах Малого Урала стратифицированные вулканогенные образования расчленены на лагортинскую (S—D₁), варчатинскую (D₂), дзёляварчатинскую (D₂₋₃) и мусюрскую свиты (D₂₋₃). На северо-западе территории листа показаны верхнемеловые отложения, залегающие с угловым несогласием на палеозойских отложениях, в пределах Западно-Сибирской низменности – четвертичные отложения.

Среди интрузивных образований выделены: позднеордовикские, к которым отнесены долериты и кварцевые порфиры современных орангьюганско-лемвинского и пожемского комплексов; позднеордовикско-раннесилурийские – собский комплекс (в двух фазах – первая – габбро, вторая – тоналиты, плагиограниты, диориты); раннесилурийские – войкаро-сыннинский

комплекс (объединяет в современном понимании райизско-войкарский и полосчатую часть кэршорского), кэршорский комплекс (только габбро и габбронориты); позднесилурийские – погурейский комплекс (лейкограниты, плагиограниты); позднедевонские – конгорский комплекс (диориты, кварцевые диориты, габбродиориты); раннекаменноугольные – мусюрский комплекс (долериты); позднепалеозойские – янаслорский комплекс (граниты). В общих чертах принятая авторами схема расчленения актуальна и поныне, за исключением уточнения возраста и состава отдельных комплексов.

Карта четвертичных образований составлена исходя из представлений о покровном характере ханмейского оледенения, однако по сути правильно отражает распространение на площади основных стратиграфо-генетических типов отложений. В основании четвертичного разреза выделена ледниково-морская роговская (QII), выше озерно-аллювиальная и флювиогляциальная няюская QII–III свиты. Авторы подчеркивают их принципиальное отличие от залегающей выше покровной морены (QIII).

С 1977 по 1982 гг. под руководством Н. В. Лютикова в северной части листа проводятся поисковые и поисково-оценочные работы на бариты [143], в результате которых оценено Малохойлинское месторождение баритов, уточнено геологическое строение района. Вместо чигимской свиты в районе горы Хойла-Пэ выделены и детально охарактеризованы пагинская и няньворгинская свиты.

В 1982–1986 гг. под руководством П. А. Шапорева и Т. В. Чепкасовой [169] на Варчатинской площади проведены опережающие геофизические и литохимические работы масштаба 1 : 50 000 в комплексе с геологическими маршрутами. Результирующие материалы представлены в виде схематической геологической карты масштаба 1 : 50 000, которая отличается высокой детальностью прорисовки геологического строения. В пределах листа выделены перспективные участки на медные, молибденовые и железные руды, дана оценка прогнозных ресурсов категории P_3 .

В 1982–1991 гг. Хараматолоуская партия Полярно-Уральской ГРЭ под руководством П. М. Кучерины проводила работы по ГС/ГДП-50, в ходе которых составлена кондиционная геологическая карта масштаба 1 : 50 000 на северо-восточную часть территории (лист Q-41–56) [137]. В отчете приводятся обширные и разнообразные сведения о геологическом строении района. Расчленение отложений основной части Лемвинской СФЗ отвечает современному уровню знаний о районе. Выделены грубеинская, харотская, пагинская, няньворгинская, яйюская и кечьпельская свиты. Все образования Лагортинской подзоны объединены в составе лагортинской серии позднекембрийско-раннеордовикского возраста. Метаморфические образования западной части Хордьюского блока отнесены к изьякирьюской свите хараматолоуской серии, а восточная часть – к хордьюскому габбро-амфиболитовому комплексу среднего рифея. Интрузивные образования отнесены к райизско-войкарскому комплексу гарцбургитов, дунитов, серпентинитов ($\mathcal{C}_3?–O_2$), кэршорскому комплексу габбро-амфиболитов ($\mathcal{C}_3?–O_2$), комплексу параллельных даек ($\mathcal{C}_3?–O_2$), собскому габбродиорит-тоналит-плагиогранитовому комплексу ($S_2–D_1$), янаслорскому гранодиорит-гранитовому комплексу (D),

комплексу плагиогранитов (D–C₁). Составлена детальная карта четвертичных отложений. Проведены бурение и горные работы на Янаслорском проявлении молибдена, позволившие дать современную оценку проявления и генетическую характеристику оруденения.

В 1995 г. Н. В. Лютиковым и М. И. Кузьминым [145] составлен информационный отчет по Геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Кокпельской площади, захватывающий территорию листа Q-55-B. Работы в полном объеме по проекту не были завершены, в частности не выполнены объемы картировочного бурения. В целом составлена современная геологическая карта масштаба 1 : 50 000. Расчленение отложений Лемвинской СФЗ отвечает современным представлениям. Выделены погурейская (Є₃–O₁), кокпельская (O₁₋₂), грубеинская (O₁₋₂), харотская (S–D₁), пагинская (D₁₋₃), няньворгинская (D₃–C₁), яйюская (C₁₋₃) и кечьпельская (C₃–P₁) свиты. Отложения Лагортинской подзоны объединены в составе грубешорской свиты (O₂–D₃).

В 1995 г. Северо-Войкарской партией АОТ «ПУГПП» под руководством П. М. Кучерины начаты работы по ГДП-200 листов Q-41-XVI, XVII с подготовкой к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения. В 1998 г. работы были переданы ГИН РАН и выполнялись под руководством Н. Б. Кузнецова и завершились информационным отчетом [135], а карты не были подготовлены к изданию. В ходе работ были детально фаунистически охарактеризованы на территории листа осадочные образования западного склона. Стратиграфическая схема отражает реально существующую фациальную зональность в пределах Лемвинской СФЗ. Выделены Западно-Лемвинская и Восточно-Лемвинская подзоны, а пределах последней пакеты покровов: Погурейский, Грубешорский, Нелкинский, отличающиеся составом картируемых подразделений. В Западно-Лемвинской подзоне это пагатинская (O₁), харотская (S–D₁), пагинская (D₁₋₃), няньворгинская (D₃–C₁), яйюская (C₁₋₃) и кечьпельская (C₃–P₁) свиты. В Погурейском пакете – погурейская (Є₃–O₁), кокпельская (Є₃–O₁), грубеинская (O₁) свиты и черногорская толща (O₂–D₃), в Грубешорском – погурейская, (Є₃–O₁) грубеинская (O₁), грубешорская (O₂–D₃) свиты, в Нелкинском – погурейская (Є₃–O₁), игядейская (O₁), харбейшорская (O₂₋₃?) свиты. Многочисленные силы габбродолеритов и долеритов в пределах Восточно-Лемвинской подзоны отнесены к орангьюганско-лемвинскому комплексу. Метаморфические образования западного обрамления массива Хордьюс выделены в составе пальникшорской толщи (PZ₁), хордьюский габбро-амфиболитовый комплекс отнесен также к раннему палеозою. Полярноуральская офиолитовая ассоциация включает райизско-войкарский комплекс ультрамафитовых реститов (PZ₁), кэршорский ультрамафит-мафитовый комплекс (D₁), левопайерский комплекс метаморфизованных ультрамафитов – войкариты (D₁), лагортаюский комплекс параллельных даек (D₁). Исходя из предположения, что габброидная магматическая камера была зоной, питавшей дайки, авторы в составе кэршорского комплекса оставили только фрагменты дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового состава «полосчатого» строения и габбронориты, а большая часть однородных габбро была отнесена к лагортаюскому комплексу, что привело к расширению полей развития последнего на карте. Раннедевонское время формирования полярноуральских офиолитов

обосновывается определениями возраста пород Sm/Nd методом. Плагииграниты, прорывающие офиолиты и аккреционную призму Западного склона, отнесены к погурейскому комплексу (C_3-P_1). При этом в состав последнего на карте включены риолиты пожемского комплекса. В пределах Малоуральской зоны осадочно-вулканогенные толщи расчленены на войкарскую (O_2-S_1), малоуральскую (S_2-D_1), варчатинскую (D_{1-2}) свиты. Кроме того, выделена кевоимская толща (S_2-D_1), рассматриваемая как фациальный субщелочной аналог малоуральской свиты. Интрузивные образования отнесены к собскому тоналит-гранодиоритовому (D_1), янаслорскому гранит-лейкогранитовому (D_2) и конгорскому монцонит-сиенит-диоритовому (C_1) комплексам. Поля последнего на листе фактически выделены искусственно (предшественниками на листе комплекс не выделялся) за счет включения в него краевых приконтактовых пород собского комплекса. В пределах Западно-Сибирской низменности на геологической карте показаны четвертичные отложения. Составленная карта четвертичных отложений основывается на идее покровного характера ханмейского оледенения, предельно упрощена в контурах и не отвечает масштабу 1 : 200 000. Полезные ископаемые охарактеризованы недостаточно, оценка прогнозных ресурсов не проводилась. Однако в целом геологические материалы ГДП-200, особенно их фактографическая часть по западному склону, в значительной мере легли в основу подготовленной к изданию Госгеолкарты-200/2.

В конце 1990-х годов под руководством А. М. Овечкина [152] поисковыми работами на хромиты охвачены все перспективные площади и рудопроявления северной части Войкаро-Сынинского массива. Составлена детальная геологическая карта района масштаба 1 : 25 000 и геологические планы масштаба 1 : 2 000–1 : 5 000 на все наиболее крупные и перспективные рудопроявления. С применением горных работ опойсковано восемь рудопроявлений. Проведена оценка рудных тел на глубину бурением скважин на шести рудопроявлениях. На площадях, закрытых мощным чехлом рыхлых отложений, проведены грави-магнито-сейсморазведочные работы. Произведен подсчет запасов категории C_2 на отдельных проявлениях и дана оценка прогнозных ресурсов хромитов по категориям P_1 и P_2 по всем опойскованным объектам. Материалы данных работ отличаются высоким качеством и детальностью проработки и с некоторым упрощением положены в основу подготовленной к изданию Госгеолкарты-200/2 по северной части Войкаро-Сынинского массива.

В 2002–2004 гг. ОАО «Ямальская Горная Компания» совместно с ОАО «Ямалзолото» и коллективом сотрудников ЦНИГРИ проведены работы по теме «Изучение процессов локализации россыпей в условиях Полярного Урала» [160], которые охватили в том числе и юго-западную часть листа Q-41-XVI в пределах Малого Урала (южная часть Таньюско-Варчатинской площади). Полевые работы включали: рекогносцировочные поисковые маршруты, ревизионное опробование на золото (штупфные и минералогические пробы), шлихо-геохимические маршруты. Для Таньюско-Варчатинской площади составлены: геологическая и металлогеническая карты, структурно-геоморфологическая карта с элементами прогноза экзогенной золотонности

масштаба 1 : 50 000 с результатами опробования на золото, схематическая карта распределения золота в аллювиальных отложениях Лагортинского и Варчатинского рудных узлов масштаба 1 : 100 000. На территории листа выделены три потенциальных золоторудных узла: Варчатинский, Лагортинский и Манюкуюский (по параметрам эти объекты ближе к рудным полям), из которых рекомендовано продолжить поисковые работы в пределах последнего, который рассматривается как наиболее перспективный на выявление золоторудных объектов золото-скарнового, золото-кварц-сульфидного метасоматического генезиса и золотоносных кор выветривания.

В 2007 г. издана Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Q-41 – Воркута (авторы: М. А. Шишкин, А. П. Астапов и др. [29]), на которой отражены современные представления по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, полезным ископаемым и прогнозной оценке, в том числе территории листа Q-41-XVI. Достоинством работы является наличие цифровых моделей всех графических приложений комплекта, что позволяет их легко использовать при картосоставительских работах.

В 2006–2008 гг. в рамках программы «Урал промышленный–Урал Полярный» под руководством А. Н. Мельгунова [151] на основе анализа всех предшествующих материалов было проведено крупное геолого-минералогическое обобщение и составлен комплект карт (геологическая, полезных ископаемых, четвертичных отложений, магнитного поля, гравитационных аномалий) масштаба 1 : 500 000, данные которого по территории листа Q-41-XVI учтены при составлении геологической карты на территорию Западной Сибири и оценке прогнозных ресурсов при подготовке к изданию.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С 1949 по 1955 г. проводились развернутые тематические работы Полярно-Уральской комплексной экспедицией Института геологических наук АН СССР под руководством А. Н. Сирина. Полученные результаты освещены в работах Н. П. Лупановой и В. В. Маркина, В. Ф. Морковкиной. Ввиду их большого значения для последующих исследований, кратко остановимся на основных результатах.

В. В. Маркин разработал и обосновал стратиграфическую схему, подразделив все эффузивно-осадочные отложения на ряд свит и слоев; дал их палеонтологическую и вещественную характеристику, указал (где это возможно) критерии проведения границ между стратиграфическими подразделениями. Возраст всех подразделений принят девонский. Н. П. Лупанова дала подробную петрографическую характеристику эффузивных и интрузивных пород, а также исследовала минеральный состав руд и скарнов. В результате работы Полярно-Уральской экспедиции впервые выявлены железорудные проявления Рудная Горка 1, 2 и 3 [40].

В. Ф. Морковкина связывала происхождение разнообразных плутонических пород района с воздействием гранитного расплава на гипербазиты [48].

Следующий этап изучения Войкаро-Сынинского массива сопряжен с именами А. В. Пейве, Ю. Е. Молдаванцева, Н. П. Хераскова, А. С. Перфильева, Г. Н. и А. А. Савельевых, С. Г. Самыгина, Р. Г. Язевой, В. В. Бочкарёва, А. А. Ефимова, Д. Н. Ремизова и др.

В работах А. С. Перфильева высказано предположение об идентичности «восточных» и «западных» габброидов, обрамляющих ультрамафиты Войкаро-Сынинского массива и разработана модель формирования гигантской лежачей складки океанической коры при движении ее по принципу «тракторной гусеницы» [53].

В работах А. А. Савельева и С. Г. Самыгина было показано аллохтонное залегание базит-ультрабазитов Войкаро-Сынинского массива на формациях палеозойской пассивной окраины западного склона Полярного Урала [63].

Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак, Л. Г. Пономарева, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев дали подробное описание состава и строения офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород Войкарской зоны Полярного Урала, а также сопоставили их с офиолитовыми комплексами Западного Саяна [54].

Г. Н. Савельева на основе площадного геолого-петрографического изучения Войкаро-Сынинского массива показала его сложное внутреннее строение, связанное с пластическим течением мантийного субстрата [65].

Значительное внимание габброидам восточного и западного обрамления Войкаро-Сынинского массива уделяли А. А. Ефимов и Т. А. Потапова. Они установили основные особенности состава этих образований и их соотношение с гипербазитами [32]. А. А. Ефимов последовательно обосновывает концепцию глубинного метаморфогенного происхождения габброидов кэршорского и хордьюсского (дзеляюсского) комплексов.

М. И. Буякайте, В. И. Виноградов и др. [17] получили первые изотопно-геохимические характеристики и Rb-Sr возраст офиолитов Войкарской зоны и тоналитов собского комплекса.

В 1969–1975 гг. В. Н. Пучковым [58] изучены разрезы по рекам Грубею, Пага, Лагорга, Хойла. Уточнены возрастные датировки (благодаря обнаружению конодонтов), убедительно доказан преимущественно позднедевонский возраст отложений, относимых ранее к чигимской свите (O_{2-3}), палеозойский возраст вулканогенно-кремнистых образований лагортинского комплекса (грубешорская свита). Важнейшим итогом исследований автора в целом является определение бативальной природы Лемвинской СФЗ и ее геотектонической позиции как пассивной континентальной окраины палеозойского Восточно-Европейского палеоконтинента.

В 1973–1983 гг. изучением гранитоидного магматизма и особенно вулканогенно-осадочных образований Малого Урала занимались Р. Г. Язева и В. В. Бочкарёв [87]. Они впервые выделили здесь островодужный вулканоплутонический пояс, сделали детальную разбивку вулканогенно-осадочных образований на вулканические комплексы: войкарский спилитовый ($S_2?$), юртым-соимский андезитовый (D_1), тэрэнский андезит-дацитовый (D_{1-2}), элькшорский базальт-андезитовый (D_{2-3}), кевсоимский трахиандезит-дацитовый (D_{2-3}), варчаты-мусюрский флишоидно-вулканогенно-молассовый (D_3), вы-

сказали предположение о принадлежности поздних из них к активной континентальной окраине кордильерского типа, выполнили палеовулканические реконструкции, охарактеризовали рудоносность Малого Урала, выделили медно-порфировый и медно-молибденовый типы оруденения. Данная работа по глубине и степени детальности изучения вулканогенных образований района не утратила своей актуальности до настоящего времени.

В 1983–2004 гг. изучением гранитоидов и вулканитов Малоуральской островной дуги в данном районе занимался Д. Н. Ремизов [59]. Он показал их полное генетическое родство и непрерывность в формировании островодужного вулcano-плутонического пояса и дал сравнительное описание магматизма Войкарского и Щучьинского районов Полярного Урала.

В 1986–1996 гг. В. А. Салдиным [67] изучены верхнепалеозойские терригенные формации (яйюская и кечпельская свиты) Лемвинской зоны на территории листа и уточнен их возраст.

Ряд крупных обобщений по геологическому строению и хромитоносности Войкаро-Сынинского массива сделаны Б. В. Перевозчиковым с коллегами [52, 155]. В составе ультрабазитов выделены три формационных комплекса: гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и верлит-дунитовый, различающиеся по количественным соотношениям слагающих их пород, количественно-минеральному составу гарцбургитов и составу хромшпинелидов. Обоснованы прогнозные ресурсы территории, дана подробная характеристика большинства известных проявлений хромитов Войкаро-Сынинского массива.

В 1997–1998 гг. коллективом авторов в составе М. А. Шишкина, В. Г. Криночкина, Т. А. Афанасьевой, П. М. Кучерины и др. составлена Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 [139]. Для территории листа в основу выделения картируемых подразделений положены рабочие материалы П. М. Кучерины, полученные в ходе ГДП-200 листов Q-41-XVI, XVII. Для Зилаиро-Лемвинской СФЗ в Легенде выделены картируемые традиционно комплексы и свиты, за исключением вновь выделенной черногорской толщи (O_2-D_3). Пальникшорская толща и хордьюский ультрамафит-метагабброноритовый комплекс включены в состав Западно-Войкарской подзоны с раннепалеозойской трактовкой возраста. Гипербазиты и габброиды, слагающие Войкаро-Сынинский массив объединены в составе Войкарского офиолитового пояса и расчленяются на райизско-войкарский (O_{1-2} ?), кэршорский (O_2-S_1) и лагортаюсский (S_1) комплексы. Островодужные образования объединены в Малоуральский вулcano-плутонический пояс. В Таньюско-Тыкотловском районе (куда входит лист Q-41-XVI) вулканогенно-осадочные отложения пояса расчленяются на свиты и толщи: войкарскую (O_2-S_1), малоуральскую (S_2-D_1), кевсоимскую (S_2-D_1) и варчатинскую (D_{1-2}). Интрузивные образования – на собский габбродиорит-тоналитовый (D_{1-2}), янаслорский гранитный (D_2) и конгорский монцогранодиоритовый (D_{2-3}) комплексы.

В 2009 г. Легенда Полярно-Уральской серии была актуализирована на основании накопленных за 10 лет новых данных, в том числе и полученных в ходе работ по ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII, разработан минерагенический блок [140]. Поэтому все материалы по листу Q-41-XVI полностью ей соответствуют.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гравиметрические съемки

В 1966 г. Сафаровой А. А. [163] практически вся территория листа (за исключением юго-восточного угла) была покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000. Съемка проводилась аппаратурой ГАК-7Т, ГАК-ПТ, ГАК-3М, тип привязки – опознавание по топокарте или аэрофотоснимкам и барометрическое нивелирование. Среднеквадратичная погрешность аномалии Буге составила $\pm 0,45$ мГал, таким образом, съемка является кондиционной.

В 1974–1975 гг. под руководством В. В. Мартынова, Ш. А. Юсупова, Ф. А. Козлова [147] проводилась гравиметрическая съемка масштаба 1 : 500 000 в пределах северной части Войкаро-Сынинского массива. При проведении съемок была использована аппаратура ГАК-7Т, ГАК-ПТ, ГР/К-2, при плано-высотной привязке применялись инструментально-геодезические методы и геодезическое нивелирование. Среднеквадратичная погрешность аномалии Буге составила $\pm 0,2$ мГал (1974 г.) и $\pm 0,19$ мГал (1975 г.). Съемка является кондиционной.

В 1977 г. в Специализированной гравиметрической экспедиции 10 Ухтинского ТГУ составлена Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 (1-е издание), лист Q-41-XVI. Редукция Буге (бпр = $2,3 \text{ г/см}^3$) и (бпр = $2,67 \text{ г/см}^3$). Автор – З. А. Яцкевич, редактор – А. Г. Верховцев [125].

В 2006–2008 гг. И. И. Верником (ЗАПСИБНИИГГ) в составе работ по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минералогических, геохимических и изотопных методов исследования» [151] дана оценка качества гравиметрических съемок всех масштабов, проведенных на отчетной территории, выполнена их увязка и приведение к Государственному гравиметрическому уровню. Построена гравиметрическая карта в редукции Буге (бпр = $2,67 \text{ г/см}^3$) с поправкой на влияние рельефа местности масштаба 1 : 500 000 на всю территорию Северного, Приполярного и Полярного Урала (в том числе территорию листа Q-41-XVI) и примыкающей с востока части Западно-Сибирской низменности. Выполнена интерпретация гравитационного поля и его составляющих, позволившая построить карту районирования территории по гравиметрическим данным с элементами геологической интерпретации масштаба 1 : 500 000.

Аэромагнитные съемки

В 1958 г. А. А. Латыповым, Ю. К. Тетериним, Р. М. Монто [138] практически вся территория листа (за исключением северо-западного угла) была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000. Съемка проводилась феррозондовыми аэромагнитометрами в модификации АСГМ-25 на высоте 150 м. Среднеквадратическая погрешность съемки составила $\pm 35,7$ нТл.

В 1960 г. сотрудниками Аэромагнитной экспедиции Новосибирского геофизического треста В. В. Большаковым, а также Ю. А. Вильковским, А. М. Загородновым, Г. Ф. Шматалюком были проведены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 200 000, которые охватили центральную и южную части листа. Съемки проводились феррозондовыми аэромагнитометрами в модификации АЭМ-49, высота полета составляла 300 м, среднеквадратическая погрешность съемки составила соответственно $\pm 20,2$ и $\pm 15,0$ нТл.

В 1961 г. сотрудниками Аэромагнитной экспедиции Новосибирского геофизического треста В. В. Большаковым, А. М. Загородновым, В. И. Поводатором были продолжены работы по аэромагнитной съемке масштаба 1 : 200 000. Съемки проводились феррозондовыми аэромагнитометрами в модификации АЭМ-49, высота полета составляла 300 м, среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 25 нТл. Таким образом, территория листа была практически полностью охвачена аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000.

В 1965 г. под руководством Е. А. Подбеловой, Ю. С. Харламова и А. А. Швидак [157] северо-западная часть листа была охвачена аэрогаммамагнитной съемкой масштаба 1 : 25 000 с целью выделения участков, перспективных на поиски цветных и черных металлов. В результате применения высокочувствительного для того времени аэромагнитометра в модификации АМФ-21 была достигнута достаточно высокая точность съемки в ± 5 – 10 нТл, что позволило авторам существенно уточнить морфологию магнитного поля и геологическое строение, наметить ряд участков для постановки геолого-поисковых работ.

В 1972 г. издана Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-XV, XVI. Изолинии (ΔT_a). Авторы – С. М. Кострикина, Р. М. Антонович (Новосибирский геофизический трест) [36].

В 1980 г. под руководством Ю. М. Ефимова, А. П. Рауш и Н. В. Богдановой [131] проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000, которой было охвачено 50 % территории листа. При проведении съемки были применены высокочувствительные квантовые аэромагнитометры КАМ-28, использование которых позволило провести измерения со среднеквадратической погрешностью $\pm 3,0$ нТл.

В 1984 г. под руководством Г. Н. Куликова [136] была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000, которая охватила небольшой фрагмент в северо-западном углу исследуемой территории. При проведении съемки были применены квантовые аэромагнитометры КАМ-28, использование которых позволило провести измерения со среднеквадратической погрешностью $\pm 3,4$ нТл.

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» [151] на основе материалов аэромагнитных съемок масштаба 1 : 10 000–1 : 50 000 составлены цифровые карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 500 000 (матрица с

ячейкой 250 × 250 м) на площадь работ (в том числе на лист Q-41-XVI). Аномальное магнитное поле приведено к единому для Урала и Западной Сибири уровню, по данным Уральской картографической аэромагнитной сети.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Площадные геохимические исследования на данной территории в прошлом веке проводились в ходе геологосъемочных и поисковых работ и на данное время устарели в связи с ограниченным и разнородным набором анализированных элементов, отсутствием в наборах анализов, профилирующих для территории золота и платиноидов и невозможности сопоставления аналитических баз разных лабораторий и разного возраста. Сводка этих данных была осуществлена в рамках подготовки геохимических основ ГГК-1000 третьего поколения [159].

В 1982–1986 гг. П. А. Шапоров и Т. В. Чепкасова в ходе опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 на Варчатинской площади провели литохимические поиски масштаба 1 : 50 000 по вторичным ореолам с детализацией (сеть 100 × 10 м) на площади 26,5 км². Выполнено ландшафтное районирование территории, рассчитаны ряды гипергенной подвижности элементов для каждого из выделенных родов ландшафтов. Проведена разбраковка выделенных аномалий по типам. Наиболее перспективные аномалии объединены в шесть аномальных полей. Для каждого аномального поля проведен расчет количественных характеристик, подсчитаны прогнозные ресурсы категории P₃ для меди, цинка, свинца и молибдена. Выделено восемь участков, перспективных на выявление железорудных (скарновых), колчеданных и медно-порфировых объектов.

Последние, наиболее представительные работы проводились в 2006–2008 гг. ОАО «ПУГПП» в рамках опережающих геохимических поисков масштаба 1 : 200 000 в ходе работ по объекту «ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII (Восточно-Войкарская площадь)». В состав работ входили геохимические поиски по потокам рассеяния, проведение заверочных горных и маршрутных работ с геохимическим опробованием [123].

СТРАТИГРАФИЯ

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Стратоны протерозойского возраста в пределах площади характеризуемого листа сложены позднерифейскими образованиями Харматолоуской подзоны Харбейско-Марункеуской СФЗ и рифейско-вендскими – Лемвинской подзоны Ляпинской СФЗ. Они представлены отложениями пальникшорской и моллодвожской свит.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Пальникшорская толща (RF₃pl) развита в пределах изолированного тектонического блока к западу от массива Хордьюс. Впервые выделена Т. А. Потаповой [55] в качестве метаморфизованного бимодального базальт-риолитового комплекса предположительно раннепалеозойского возраста. Ранее П. М. Кучериной [137] данные образования относились к изьякырьюской свите среднего рифея, на Государственной геологической карте масштаба 1 : 100 000 (третье поколение) листа Q-41 [29] условно отнесены к ивтысьшорской свите позднего рифея.

Толща сложена метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации предположительно вулканогенно-осадочными образованиями – клиноцоизитовыми, клиноцоизит-хлорит-кварцевыми, гранатовыми, гранат-альбит-кварц-хлоритовыми и гранат-эпидот-альбит-кварцевыми амфиболитами. Образования толщи полностью слагают одноименную тектоническую пластину. В восточной части пластины вблизи контактов с массивом Хордьюс среди амфиболитов развиты анатектические мелкие тела (кулисообразно расположенные линзы, жилы и тонкие, конкордантные вмещающей толще, прослойки) плагиогранитов (плагиомигматитов). Образования пальникшорской толщи имеют в основном север-северо-восточные (уральские) простирания, смяты в серию крупных складок, на крыльях осложненных более мелкой складчатостью, для которой характерны пологие (8–30°) субмеридиональные погружения шарниров.

Клиноцоизитовые амфиболиты – породы зеленого до темно-зеленого цвета, мелкозернистые со сланцеватой текстурой и нематобластовой структурой. Основным минералом является сине-зеленый амфибол барруазит, формирующий призматически удлиненные зерна (75 % породы), в меньшей степени

содержатся короткостолбчатые кристаллы клиноцоизита (23 %), отмечаются зерна рутила и кварца.

Клиноцоизит-хлорит-кварцевые амфиболиты (содержание SiO_2 – 55 %) – мелкозернистые зеленовато-серые сланцеватые породы с лепидонематогранобластовой новообразованной структурой, хотя участками сохранилась реликтовая крупнопсефитовая литокластическая структура. Реликты обломков, хорошо диагностируемые по округлой форме, замещены мелкозернистым агрегатом хлорита или эпидота. Новообразованный парагенезис представляет собой агрегат удлинённых зерен кварца, клиноцоизита и сине-зеленого амфибола. Характерны микроструктуры, фиксирующие сдвиговые деформации (рис. 1).



Рис. 1. S-образные цепочки зерен кварца в пойкилокристаллах граната.

Гранатовые и гранат-альбит-кварц-хлоритовые амфиболиты (содержание SiO_2 от 49 до 53 масс. %) слагают в разрезе пальникшорской толщи довольно однородные пакки до 10 м мощностью, которая уменьшается до первых сантиметров в случае переслаивания с мезо- и лейкократовыми разностями. Это темно-зеленые, зелено-серые до черных плотные или сланцеватые, участками микроплойчатые метаморфически располованные мелкозернистые породы, иногда с реликтами миндалекаменной текстуры. Структура пород пойкилобластовая с нематогранобластовой, лепидонематогранобластовой структурой основной массы. В минеральном составе преобладает амфибол (сине-зеленый, реже зеленый, переходный к актинолиту) – 30–60 %, эпидот и альбит (10–30 %), что позволяет выделять меланократовые и лейкократовые раз-

ности; помимо них в породе часто встречаются хлорит (до 10 %) и гранат (до 20 %) альмандинового состава, местами хлоритизированный, реже развиты карбонат (менее 10 %), мусковит, а также кварц. Гранат формирует порфиробласты размерами от 1 до 3 мм, с пойкилитически захваченными зернами амфибола, эпидота и альбита, а также ильменита. Рудные минералы представлены ильменитом, рутилом, титанитом, пирротинном, пиритом, халькопиритом, редко встречается магнетит, содержание этих минералов обычно не превышает 2–4 %, иногда наблюдается более обильная вкрапленность сульфидов (до 8–10 %).

Гранат-эпидот-альбит-кварцевые амфиболиты (содержание SiO_2 от 64 до 68 масс. %) – это зеленовато-серые, бело-серые мелкозернистые линейно-полосчатые породы. Характеризуются пойкилобластовой, иногда бластопорфировой с гранонематобластовой, лепидогранобластовой основной массы структурой. В составе породы преобладают кварц и альбит (более 50 % объема), в меньшей степени развит сине-зеленый амфибол (баррузит), клиноцоизит, иногда мусковит и хлорит, из второстепенных минералов отмечаются рутил и титанит. Бластопорфиры альбита имеют удлиненно-таблитчатую форму, определяют реликтовую бластосаммитовую структуру пород. Порфиробласты граната от 0,5 до 3 мм в поперечнике составляют от 8 до 15 % от объема породы. Захваченные внутри них мелкие зерна кварца, альбита, клиноцоизита, реже амфибола формируют изогнутые цепочки, характерные для синтетектонического роста минерала. Для пальникшорского разреза характерны пачки мощностью 0,8–1,5 м с чередованием мезократовых и лейкократовых гранат-эпидот-альбит-кварцевых амфиболитов; в зависимости от содержания кварца, альбита и темноцветных минералов.

Породы пальникшорской свиты иногда мигматизированы. Плаггиомигматиты формируют линзы (наиболее мощные – до 25 м длиной и 7 м шириной и мелкие тела – 0,5 м длиной и 0,1 м шириной), а также жилки и прослои, конкордантные вмещающим зеленым сланцам и амфиболитам. Порода полнокристаллическая среднезернистая, кварц и плаггиоклаз составляют 90 % объема породы, клиноцоизит и псевдоморфно-замещенный биотит – 10 %. Структура пород катакластическая цементная или порфиробластовая с лепидогранобластовой основной массой. Порфиробласты альбита и кварца (до 2 мм в поперечнике) расположены в кварц-альбитовой основной массе (зерна 0,3–0,7 мм). Удлиненные призмы клиноцоизита (0,22–0,05 мм) локализуются согласно общей гнейсовидности породы. В интерстициях кварца и альбита развиты чешуйки слюды – мусковит-хлоритовые полосчатые псевдоморфозы по биотиту. Для слюды и полевого шпата характерны структуры типа кинкбэнд – следы механической деформации. Лейкосомы плаггиомигматитов характеризуются содержаниями SiO_2 74–76 мас. %.

Некоторые элементы строения метаморфизованных образований толщи и участками сохранившиеся реликтовые осадочные структуры позволяют сделать вывод о вулканогенно-обломочном генезисе субстрата пальникшорской толщи. Субстрат являлся бимодальной вулканогенной ассоциацией базальтоидов и дацитов, чередующихся с их туфами, а также полимиктовыми песчаниками и алевролитами. По химическому составу метаморфиты основного

состава соответствуют базальтам, трахибазальтам и андезибазальтам (концентрация SiO_2 варьирует от 48,92 до 55,14 мас. %). Породы низкокальциевые, умеренноглиноземистые ($al' = 0,64-0,81$), по содержанию титана выделяются весьма низкотитанистые (0,62–0,72 мас. % TiO_2) и низкотитанистые разновидности (1,10–1,73 мас. % TiO_2). Метаморфиты кислого состава (гранат-эпидот-альбит-кварцевые амфиболиты) по соотношению петрогенных компонентов на диаграмме Неелова реконструируются как дациты и полимиктовые алевролиты. Породы низкокальциевые и низкотитанистые (0,49–0,83 мас. % TiO_2), высокоглиноземистые ($al' = 1,6-1,92$). Плаггиомигматиты (плаггиограниты) по составу являются крайне низкотитанистыми (0,26–0,42 мас. % TiO_2) и весьма высокоглиноземистыми ($al' = 4,14-5,11$) разновидностями.

Все породы свиты являются низкостронциевыми (Sr – от 72 до 161 г/т), что в несколько раз ниже, чем в апогаббровых амфиболитах массива Хордьюс. На диаграммах Харкера точки составов пород пальникшорской толщи не образуют единого тренда, основные разновидности различаются по содержанию таких пороодообразующих элементов как Mg и Al, а кислые обособляются по уровню железистости. Поэтому вулканиты, по которым были сформированы метаморфические породы пальникшорской свиты, следует объединять в бимодальную ассоциацию, а не серию, как было в предыдущих работах.

Минералы, слагающие породы свиты, имеют следующие особенности состава.

Ранний метаморфический парагенезис представлен ассоциацией клиноцоизит + амфибол (барруазит) + альбит + кварц + рутил (а также наложенные актинолит + хлорит).

Амфибол первичный однообразен во всех безгранатовых амфиболовых кристаллосланцах. По составу это барруазит с варьирующей концентрацией натрия ($\text{Na}_2\text{O} - 2,83-3,09$ мас. %), алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,08-13,49$ мас. %) и повышенной магнезиальностью ($X_{\text{Mg}} = 79-82$), его каемки изменяют состав до магнезиогорнблендита, в котором содержание алюминия меняется от 9,11 до 13,82 мас. % Al_2O_3 , а магнезиальность – от 71 до 74.

Клиноцоизит присутствует во всех разновидностях пород. Образует скопления мелких зерен, равномерно распределенные в основной массе. В отраженных электронах по изменению тона хорошо просматривается кайма, что обусловлено изменением состава. Клиноцоизит содержит некоторое количество эпидотового минала, количество которого обычно варьирует (16–22 %) и лишь на краях заметно уменьшается (до 12–18 %). Содержание эпидотового минала контролируется концентрацией трехвалентного железа, которое отражает температурные условия – при понижении температуры содержание Fe^{3+} возрастает [44]. Следовательно, мы можем предполагать, что тонкие каймы в клиноцоизите фиксируют еще прогрессивную стадию преобразования амфиболитов.

Поздний метаморфический парагенезис выражен ассоциацией гранат + амфибол (барруазит и ферробарруазит) + клиноцоизит + альбит + кварц + наложенный хлорит.

Гранат формирует по всей массе породы мелкие изометричные кристаллы размером до 0,5–3 мм, преобладают зерна 1–1,5 мм в поперечнике. Индивиды имеют шестиугольные и близкие к ним сечения. Гранаты содержат прогенетические пойкилобластовые включения кварца, альбита, клиноцоизита, амфибола, рутила. В некоторых шлифах прослеживается сигмоидальное расположение включений, заполняющих обычно практически весь объем внутри зерен, лишь тонкая кайма является мономинеральной. Гранат в различных по составу породах толщи обнаруживает вариации состава. В основных породах (гранатовых амфиболитах) он сложен гроссуляр-спессартин-альмандином ($\text{Alm}_{35-38}\text{Sps}_{29-30}\text{Grs}_{20-24}$) с каймой спессартин-гроссуляр-альмандина ($\text{Alm}_{56-60}\text{Grs}_{21-25}\text{Sps}_{8-10}$), наблюдается отчетливое обогащение минерала магнием и железом от центра к краю и резкое обеднение марганцевым компонентом по краям зерен. Гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы содержат гроссуляр-спессартин-альмандиновый гранат ($\text{Alm}_{31}\text{Sps}_{31}\text{Grs}_{27}$) с гроссуляр-альмандиновой каймой ($\text{Alm}_{69}\text{Grs}_{24}\text{Sps}_1$), для наиболее кислых разновидностей кристаллосланцев характерен наименее марганцевый спессартин-гроссуляр-альмандиновый гранат ($\text{Alm}_{45-52}\text{Grs}_{25-26}\text{Sps}_{14-19}$) с тонкой до 0,1 мм каймой гроссуляр-альмандина ($\text{Alm}_{66}\text{Grs}_{24-25}\text{Sps}_{1-2}$). В целом для большинства проанализированных зерен характерно постепенное уменьшение концентрации марганца от центра к краю зерен и резкое уменьшение на самом краю. Известно, что в гранате с увеличением температуры и давления от центра к краю кристалла уменьшается содержание Mn и возрастает Mg, такую зональность интерпретируют как прогрессивную. Следовательно, в основном, гранаты из метаморфитов пальникшорской толщи показывают прогрессивную зональность.

Амфибол позднего парагенезиса отличается от раннего более натриевым составом – центральные части сложены барруазитом (Na_2O – 3,17–4,09 масс. %), алюминия (Al_2O_3 – 13,06–14,37 масс. %) и пониженной магнезиальностью ($X_{\text{Mg}} = 52-65$), его каемки изменяют состав до паргасита и ферропаргасита, в котором содержание алюминия меняется от 13,27 до 14,31 масс. % Al_2O_3 , а магнезиальность уменьшается ($X_{\text{Mg}} = 43-55$).

Метаморфические преобразования вулканогенно-обломочной толщи происходили в несколько этапов. Первый (ранний) этап связан с региональными надвиговыми деформациями во время главного периода формирования структуры Урала, вследствие которых в толще образовалась синметаморфическая полосчатость, фиксируемая по линейной ориентировке амфибола, клиноцоизита, кварца и альбита и сохранившаяся затем при последующих преобразованиях, что согласуется с результатами термобарометрии. Для клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевых кристаллосланцев и клиноцоизитовых амфиболитов пределы по давлению и температуре, определенные по составу барруазита, варьируют от 7,2 кбар и 512 °С в зоне, граничащей с ГУН до 4,4 кбар и 512 °С на удалении от ГУН.

Второй этап преобразований, во время которого происходило формирование граната и частичная перекристаллизация раннего амфибола, связан, на наш взгляд, с проявлением сдвиговых деформаций в ранее заложенной тектонической структуре. На это указывает сигмоидальный

рисунок пойкилитовых протогенетических включений в гранате. Формирование позднего метаморфического парагенезиса, как показывают термобарометрические расчеты, осуществлялось при повышенном давлении (7,1–9,1 кбар), но более низкой температуре (413–504 °С).

Геохимические характеристики горных пород также имеют определенную специфику. Несмотря на очевидное петрографическое разнообразие метаморфических пород, определенной корреляции геохимических параметров с петрографией и химией их не наблюдается. Однотипные горные породы характеризуются разным уровнем концентраций лантаноидов на фоне однотипного и в целом близкого к нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (СОХ) распределения. Те же особенности демонстрирует и спайдер-диаграмма, причем отчетливая отрицательная аномалия Та и особенно Nb и общая истощенность относительно базальтов СОХ свидетельствует об их надсубдукционной природе. Два образца (8703 – гранат-мусковит-актинолит-хлоритовый кристаллический сланец и 8704а – гранатовый амфиболит) демонстрируют бонинитовые параметры: 9,48 масс. % Mg₂O при 52,50 масс. % SiO₂ и 8,30 масс. % Mg₂O при 55,14 масс. % SiO₂. Таким образом, пальникшорская толща может отвечать первому (по вероятному наличию терригенного материала) и второму слоям океанической коры задугового бассейна, перемешанных в ходе интенсивных тектонических процессов в аккреционной призме.

Контакты пальникшорской толщи с подстилающими образованиями моллюшорской и грубешорской свит сильно тектонизированы, в связи с чем оценить ее полную мощность можно только приблизительно, так, по руч. Пальникшор она превышает 1500 м.

Возраст толщи условно принимается позднерифейским по аналогии со сходными по положению в структуре, степени метаморфизма и отчасти составу породами ивтысьшорской свиты. Однако вероятно, что это не толща, как стратиграфическое подразделение, а динамометаморфический комплекс с проблемным возрастом первичного субстрата.

При изотопном датировании по единичным цирконам (U/Pb, SHRIMP II, ВСЕГЕИ), выделенным из плагиомигматитов, развитых у западного контакта блока, получены возраста 1600 ± 19 и 2700 ± 15 млн лет, вероятно, указывающие на их первично-кластогенный генезис. Для плагиомигматитов, развитых близ контакта с массивом Хордьюс, получен возраст 425 ± 4 млн лет. По-видимому, их следует относить к погурейскому комплексу.

Верхнерифейская эратема–вендская система

Молюдвожская свита (RF₃–Vml) выделена К. Г. Войновским-Кригером [8] как подразделение ордовикского возраста. На территории листа Q-41-XVI свита обнажается в виде небольшой тектонической пластины северо-восточного простирания. На водоразделе рек Пага и Пальник-Ю выходы свиты наблюдаются в виде клипповых останцев. Пластина располагается в пределах Восточно-Лемвинского пакета покровов. Свита сложена преимуще-

ственно вулканитами: красноцветными миндалекаменными базальтами, переслаивающимися с зеленовато-серыми афировыми разностями и долеритами. Преобладание красноцветных разностей отмечается в районе высоты 326,9 м на водоразделе рек Пага и Пальник-Ю.

Химический состав вулканитов моллюдовожской свиты носит бимодальный базальт-дацитовый характер (табл. 1). Геохимия горных пород существенно отличается от соответствующих параметров прочих магматических пород региона и наиболее приближается к базальтам СОХ (рис. 2). Несколько повышенные содержания легких редких земель (РЗЭ) и крупноионных элементов (КИРЭ) может быть связано с наложенными метаморфическими процессами. Содержания Nb и Ta в породах практически точно отвечают базальтам СОХ. Эти показатели свидетельствуют о возможном океаническом происхождении данной свиты, однако вопрос нуждается в дальнейшем, более детальном изучении.

Таблица 1

Химический состав горных пород моллюдовожской свиты (вес. %)

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
9010/3	42,80	1,20	14,10	4,30	4,65	0,19	7,91	13,1	3,20	0,22	0,16	7,60	100
9011/1	47,60	1,19	17,60	2,71	6,59	0,17	8,76	4,96	3,46	1,63	0,14	4,40	100
9013/1	60,30	1,04	14,40	2,53	5,51	0,15	2,61	4,08	4,53	0,85	0,40	3,09	100
9014/1	65,10	0,64	13,30	1,34	4,44	0,12	1,90	5,54	2,81	1,24	0,12	3,00	100

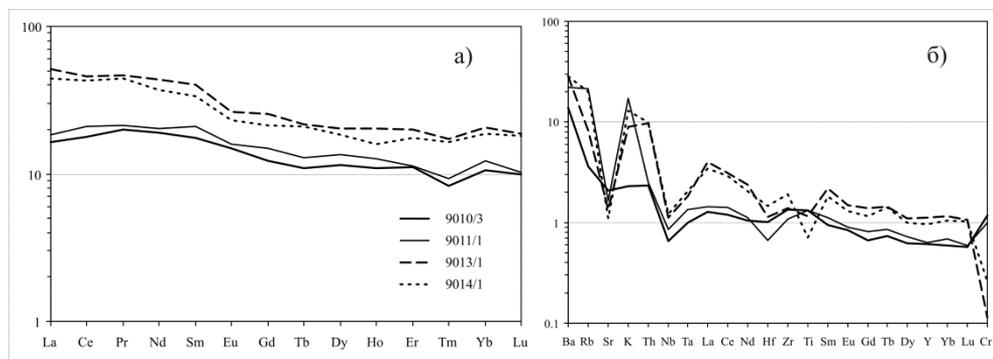


Рис. 2. Геохимические параметры горных пород моллюдовожской свиты.

а) распределение РЗЭ (нормировано по хондриту [90]), б) спайдер-диаграмма (нормировано по N-MORB) [105] (9010/3, 9011/1 – базальты, 9013/1, 9014/1 – дациты).

Позднерифейско-вендский возраст обосновывается сборами микрофитолитов позднего рифея на прилегающем с запада листе Q-41-XV [128]. Мощность – более 1000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Для палеозойского времени в пределах изучаемой территории выделяются Зилаиро-Лемвинская и Войкарская структурно-формационные зоны, разделенные Главным Уральским надвигом (ГУН).

Отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ представлены осадками глубокого шельфа, континентального склона и подножия [58]. Отложения Войкарской СФЗ представляют собой островодужные образования палеоокеанической области.

Описание стратиграфии ведется в соответствии с Легендой [140] по зональному принципу.

ЗИЛАИРО-ЛЕМВИНСКАЯ СФЗ

В современной структуре и в пределах листа Q-41-XVI данная зона отвечает Лемвинскому аллохтону. Западная ее граница с образованиями Бельско-Елецкой СФЗ проходит по линиям крупных надвигов за пределами рассматриваемой территории. Восточная граница – по линии ГУН. Внутреннее строение зоны крайне сложное ввиду широкого развития покровно-надвиговых дислокаций. Однако по особенностям строения выделяется ряд фациальных типов разреза, характеризующих в прошлом различные участки бассейна седиментации, которые можно рассматривать в ранге фациальных подзон. В границах листа выделяются Западно-Лемвинская, Восточно-Лемвинская и Лагортинская подзоны.

ЗАПАДНО-ЛЕМВИНСКАЯ ПОДЗОНА

Отложения этой подзоны распространены лишь в крайней северо-западной части листа Q-41-XVI и относятся к Няньворгинско-Пальникскому району. По условиям образования осадки Западно-Лемвинской подзоны являются относительно глубоководными либо занимают промежуточное положение между глубоководными и шельфовыми образованиями.

Ордовикская система

Пагатинская и кибатинская свиты нерасчлененные (O_{1pt-kb}) впервые выделены К. П. Евсеевым в 1958 г. на р. Пага ниже устья р. Покойница-Шор.

На рассматриваемой территории к нерасчлененным образованиям пагатинской и кибатинской свит нами вслед за П. М. Кучериной и Н. Б. Кузнец-

цовым [135] отнесена толща зеленовато-серых полимиктовых песчаников с глауконитом, известковистых сланцев и петельчатых известняков, слагающая узкий тектонический клин протяженностью 6 км по руч. Молюдшор и р. Пага вблизи западной рамки листа Q-41-XVI. Наиболее представительный разрез свит обнажается в береговых обрывах руч. Молюд-Шор.

1. Песчаники зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые с глауконитом (2 м);
2. Известняки органогенно-детритовые крупнозернистые темно-серого цвета (4 м) с конодонтами нижнего ордовика, по-видимому, тремадока: *Acodus tetrahedron* Lind.;
3. Песчаники, аналогичные слою 1, местами с мелким раковинным детритом (10 м);
4. Пачка переслаивания известковых алевро-сланцев зеленовато-серых с линзами и желваками известняков, глинистых тонкослоистых известняков с «петельчатой» текстурой и комковатых известняков (80 м), в которой на пяти уровнях собраны аренигские конодонты: *Acodus deltatus* Lind., *Acontiodus latus* Pand., *Amorphognathus* sp., *Distacodus stela* Lind., *D. cf. peracutus* Lind., *Drepanodus longibasis* Lind., *D. proteus* Pand., *D. suberectus* (Br. et Mehl), *Oistodus paralellus* Pand., *O. inaequalis* Pand., *Onetodus variabilis* Lind., *Scandodus pipa* Lind.

Видимая мощность в разрезе 95 м. Нижний и верхний контакты тектонические.

Судя по нахождению тектонического клина в составе Восточно-Лемвинского пакета покровов и его положению в разрезе внутри погурейской свиты, данная толща скорее всего входит в состав разреза последней.

Силурийская система, нижний отдел— девонская система, нижний отдел

Харотская свита (S_1 – D_1hr) выделена К. Г. Войновским-Кригером [122] с названием по р. Харота, притоку р. Бол. Елец и является самой характерной свитой лемвинского комплекса, хорошо изучена и описана в литературе [122, 9, 121, 58, 30, 170, 81, 171, 83, 135] и др. Стратотип свиты сборный. Опорные разрезы отдельных частей свиты находятся на реках Лемва, Харута, Харота. Характеризуется тремя типами разрезов: западным, центральным и восточным, обусловленными первичной латеральной зональностью Лемвинской зоны. В пределах территории листа развит центральный тип разрезов.

Отложения харотской свиты имеют незначительное распространение в узких тектонических клиньях в составе Западного покрова в северо-западной части листа по рекам Грубе-Ю, Пальник-Ю, Мал. Хойла-Ю, Бол. Хойла (район оз. Хойла-Ты), где вскрыты разные по мощности фрагменты разреза свиты. Стратиграфические контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены. Тектонические харотские отложения контактируют с отложениями пагинской, няньворгинской, яйюской и кечьпельской свит.

Свита повсеместно имеет двучленное строение. Ее нижняя часть представлена переслаиванием черных и темно-серых углисто-кремнистых сланцев, фтанитов с редкими линзами и конкрециями кремнистых известняков и

имеет силурийский возраст. Верхняя (нижнедевонская) часть также представлена углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами с прослоями зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев, с линзами и прослоями глинистых известняков и пачкой характерных «петельчатых» глинистых известняков в кровле. Углисто-кремнистые сланцы харотской свиты характеризуются высоким содержанием P_2O_5 , фтора, ртути и ванадия. Общая суммарная мощность харотской свиты в сводном разрезе – 600–650 м.

Наиболее представительный по протяженности и обнаженности разрез харотской свиты наблюдается в правом борту долины р. Грубе-Ю, в 3 км ниже устья руч. Грубешор [135].

П. М. Кучериной и М. М. Гаптулкадыровым в породах свиты в районе р. Мал. Хойла-Ю собраны и определены: конодонты – *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes), *S. cf. Inclinatus posthamatus* Wall., *S. aff. sagitta* Wall., *Plectospathodus* sp. – лудлов; *Icriodus sigmoidalis* Carls et Dandl, *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. steinhornensis miae* (Bult.), *Ozarkodina* sp. – эмс; наутилоидеи – *Kopanicoceras cf. innotatum* (Barr.), *Michelinoceras* sp. – поздний силур–ранний девон, лохков; тентакулиты – *Alaina dentata* Klish., *A. schischkatica* Klish., *Digitella(?)* sp., *Styliolina fissurella* Hall., *Turkestanella ex gr. acuaria* Rieht., *T. ex gr. ilathrata* Klish., *T. cf. porschuja* Kov. – прагиен [135].

В левом борту р. Бол. Хойла, ниже оз. Хойла-Ты собраны конодонты пржидолия–начала лохкова (*Pandorinellina cf. steinhornensis eosteinhornensis* (Ziegl.) и тентакулиты прагиена (*Turkestanella cf. acuaria* Rieht., *T. ex dr. clathrata* Klish., *Styliolina* sp.).

Таким образом, фаунистически доказанный возраст харотской свиты в рассматриваемом районе ограничивается лудловско-эмским интервалом.

Нижний возрастной предел свиты определяется находкой раннелландоверийских граптолитов на юге Лемвинской зоны [81, 171]. В разрезах свиты по рекам Пага, Харота, Лемва и др. на основании детальных сборов граптолитов установлены все ярусы (а для лландовери – и подъярусы) силура, причем расчленение силура по граптолитам произведено на зональном уровне. Верхняя граница харотской свиты проводится по кровле петельчатых известняков, в верхней части которой собраны конодонты нижнего эмса (в том числе, *Polygnathus dehiscens* – вид-индекс самой нижней конодонтовой зоны эмса).

Девонская система, нижний и средний отделы

Пагинская свита (D_{1-2pg}) выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г. с названием по р. Пага на западном склоне Полярного Урала [10]. Валидного стратотипа свиты нет. Опорные разрезы пагинской свиты расположены за пределами площади листа Q-41-XVI по рекам Пага, Бол. Хойла. Хорошо изучена по скважинам в районе Хойлинского баритового месторождения [144, 127].

Характерной особенностью разреза пагинской свиты является наличие бурых, серых и черных кварцевых (иногда кварцитовидных) толстоплитчатых или массивных песчаников с прослоями зеленовато-серых алевролитов и

темно-серых алевро-аргиллитов. Пачки грубообломочных терригенных пород разделены пачками переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. Породы пагинской свиты на рассматриваемой площади распространены в ее северо-западной части, на двух небольших участках: в междуречье Пага–Пальник-Ю у западной рамки листа Q-41-XVI и в районе горы Хойла-Пэ и оз. Хойла-Ты у северного ограничения территории. Обнаженность пород свиты плохая. Поля ее развития картируются по элювиальным развалам, осыпям и отдельным обнажениям, в которых наблюдаются фрагменты разреза свиты.

Для пагинской свиты характерны преимущественно мелкозернистые, редко среднезернистые песчаники; грубозернистые разности (до гравелитов) отмечаются только в основании свиты. Иногда в песчаниках наблюдается нечеткая градационная слоистость. Обломочный материал представлен хорошоокатанными зернами кварца (до 85 %). В подчиненном количестве присутствует плагиоклаз (до 5 %) и обломки терригенных пород. Цемент базальный, реже поровый, обычно кремнистый, глинисто-кремнистый или глинисто-известковистый. Пагинские песчаники часто содержат растительный детрит. В черных разностях листоватых аргиллитов и алевролитов пагинской свиты отмечаются пылевидные частицы углистого вещества.

Отложения пагинской свиты характеризуются наличием стратиформного баритового оруденения промышленных параметров, локализованного в верхних ее горизонтах [144]. На территории листа находится Малохойлинское баритовое месторождение, непосредственно за северной рамкой – Хойлинское.

Девонский возраст пагинской свиты на рассматриваемой территории подтверждается находками конодонтов плохой сохранности, собранными в трех пунктах; в двух из них (на склоне горы Хойла-Пэ) определены: *Belodella* ex gr. *devonica* Stauff., *Spathodnathodus* sp., *Ozarkodina* sp. – среднего девона-франа, а в третьем (левобережье р. Лев. Юньяха, у северной рамки) – *Spathognathodus* sp. силурийско-девонского облика.

Более детально возраст свиты обоснован сборами конодонтов по р. Бол. Хойла и Хойлинском баритовом месторождении за северной рамкой листа [144, 127].

Пагинская свита без перерыва залегает на «петельчатых» известняках харотской свиты с фауной нижнего девона. Верхняя граница свиты непосредственно в обнажениях не вскрыта. Существуют представления, что верхняя граница пагинской свиты «скользит» в пределах франского яруса. Это мнение основывается на том, что на сопредельных территориях, в одних случаях, в подошве перекрывающих пород няньворгинской свиты найдены конодонты зоны *Ancyrodella rotundiloba* (поздний живет), в других – *Palmatolepis gigas* (верхний фран). Однако в последнем случае скорее всего соотношения тектонические, так как верхняя пачка кварцевых песчаников в кровле пагинской свиты уверенно коррелируется с пашийской свитой позднего живета и представляет собой подсклоновый уровень лавинной седиментации последней [82]. Признаков терригенных отложений на шельфе выше пашийской свиты не установлено, кроме того, начиная с кыновского времени, там формируется

депрессивная впадина. Поэтому возраст свиты принимается согласно [139] в интервале раннего эмса–позднего живета.

Мощность свиты крайне неравномерна и колеблется от 200 м на р. Пальник-Ю до 800 м и более на Хойлинском баритовом месторождении.

Девонская система, верхний отдел–каменноугольная система

Няньворгинская свита (D_2-C_{1nv}) впервые была описана К. Г. Войновским-Кригером в 1961 г. на р. Нянь-Ворга-Вож. Имеет существенно кремнистый состав, сложена черными и пестроцветными яшмовидными кремнями (серыми, темно-серыми до черных, зеленовато-серыми, серовато-зелеными, кирпично-красными), радиоляриевыми фтанитоидами, кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, количество и мощность которых уменьшается от западных разрезов свиты к восточным. В пределах Западно-Лемвинской подзоны распространен известняково-кремнистый тип разреза; маломощные прослои темно-серых пелитоморфных, иногда детритовые известняки содержат характерные «по-яски» черных кремней.

Няньворгинская свита почти не образует непрерывных разрезов, а обнажается в виде фрагментов среди пород других свит. Залегает на пагинской свите, но контакты чаще всего тектонические. В пределах рассматриваемой территории породы няньворгинской свиты локализованы на тех же участках, что и пагинская свита. Нормальные стратиграфические соотношения с ниже- и вышележащими отложениями отсутствуют.

К западу от рамки листа на р. Пальник-Ю наблюдается в ненарушенном фрагменте стратиграфический контакт с перекрывающими отложениями яйюской свиты. Здесь углисто-кремнистые сланцы с кремнями и известняками няньворгинской свиты согласно сменяются переслаиванием полимиктовых известковистых песчаников и алевросланцев – типичным парагенезисом яйюской свиты.

Для пород няньворгинской свиты характерны повышенные концентрации марганца и бария.

Возраст няньворгинской свиты определяется находками конодонтов. На горе Хойла-Пэ определены: *Palmatolepis gigas* Mill. et Mill. – поздний фран, зона *gigas*. Кроме того, в районе горы Хойла-Пэ и по левобережью р. Мал. Хойла-Ю в ряде точек найдены фаменские конодонты – от самых низов (зона *triangularis*) до верхов фамена. Общий список конодонтов включает в себя *Palmatolepis distorta* Br. et Mehl, *P. glabra glabra* Ulr. et Bassl., *P. g. lepta* Zieg. et Huddle, *P. g. prima* Zieg. et Huddle, *P. gracilis* Br. et Mehl, *P. g. sigmoidalis* Zieg., *P. minuta loba* Helms, *P. m. minuta* Br. et Mehl, *P. m. wolskae* Szul., *P. cf. perlobata helmsi* Zieg., *P. quadrantinodosalobata* Sann., *P. regularis* Cooper, *P. rhomboidea* Sann., *P. subperlobata* Br. et Mehl, *P. triangularis* Sann. и др. Фаменские конодонты найдены также в обнажениях пород свиты по рекам Грубе-Ю и Пальник-Ю.

Характерная для свиты кирпично-красная «яшмоидная» пачка содержит конодонты зоны «marginifera».

Таким образом, возраст имеющихся на рассматриваемой территории фрагментов разреза няньворгинской свиты охватывает интервал от позднего франа по фамен включительно. В целом в Лемвинской зоне по конодонтам, составляющим комплексы зон от «*A. rotundiloba*» до «*S. anchoralis*», возраст свиты уверенно обосновывается в пределах от позднего девона (саргаевский горизонт) до кровли турнейского яруса (косьвинский горизонт) [58, 121, 127, 83]. Также вероятно присутствие в основании разреза образований кыновского горизонта. Наиболее вероятно вхождение и всего нижнего визе в состав няньворгинской свиты, так как вышележающие фаунистически охарактеризованные осадки воргашорской и яйюской свит обычно начинаются с верхнего визе.

Возраст свиты принят, согласно Легенде, среднедевонско(кыновский)-раннекаменноугольный (поздний турне).

Вскрытая мощность в пределах листа не превышает 150 м, в смежных районах достигает 250–300 м.

Яйюская свита (C_{1-3jj}) выделена К. Г. Войновским-Кригером [11]. В пределах рассматриваемой территории протягивается от северной рамки площади на юго-запад на расстояние около 40 км, выклинаясь у р. Пальник-Ю, при максимальной ширине полосы выходов до 4,7 км в районе р. Прав. Лагорта. Кроме того, эти каменноугольные образования локализуются в виде разрозненных клиновидных тектонических блоков (тектонических пластин и чешуй) в поле развития кечпельской свиты по рекам Грубе-Вож, Грубе-Ю, Юньяха. Полных разрезов свиты не установлено.

Свита сложена флишоидной толщей известковистых полимиктовых песчаников, алевролитов, граувакк с углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами и песчанистыми известняками. Характер переслаивания и содержание каждой из перечисленных пород в разрезе меняется от района к району. По материалам П. М. Кучерины [137] выделяются три фациальные разновидности яйюской свиты.

Грубеюско-войшорская фация представлена известняками, песчанистыми и глинистыми известняками, полимиктовыми, часто известковистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами в неритмичном переслаивании. В известняках на р. Грубе-Ю ниже устья руч. Грубе-Вож З. П. Михайлова определила фораминиферы позднего визе *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *E. crassa* (Brady), *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *Omphalotis omphalota* Raus. et Reitl., *Globoendothyra* cf. *globulus* (Eichw.), *Eostaffella ikensis* Viss. [31].

Пальникско-няньворгавожская фация представлена полимиктовыми, часто известковистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами во флишоидном переслаивании с мелкими прослоями и линзами известняков и горизонтом фосфатно-кремнистых конкреций. Т. И. Степанова определила визейские фораминиферы *Septaglomospiranella* cf. *grozdilovae* Pojark., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *A. cf. pauxillus* Schlyk., *Mediocris* sp., *Tetrataxis* sp. [137].

Усть-грубешорская фация представлена тремя пачками: нижняя – известняки в переслаивании с известково-глинистыми сланцами; средняя – доломиты; верхняя – переслаивание доломитов, известняков и глинистых сланцев. В известняках верхней пачки на руч. Грубешор в 2 км выше устья З. П. Михайлова определила поздневизейские фораминиферы *Endothyranopsis crassa* (Bradley) [31].

На рассматриваемой территории наиболее полно представлена нижнекаменноугольная часть яйюской свиты, но за пределами листа она охарактеризована также смешанными комплексами конодонтов и фораминифер раннего, среднего и позднего карбона [31, 127, 67, 171].

Вскрытая мощность свиты не превышает 700–750 м. Общая мощность свиты составляет не менее 1000 м.

Каменноугольная система, верхний отдел–пермская система, нижний отдел

Кечьпельская свита (С₃–Р₁к_р) впервые выделена в 1947 г. К. Г. Войновским-Кригером на р. Кечьпель. Распространена в северо-западном углу листа Q-41-XVI, где слагает широкую (до 15 км) полосу, разбитую множеством продольных разломов на тектонические блоки и чешуи. С юго-запада в поле развития свиты вклиниваются блоки более древних толщ в диапазоне от силура до карбона. По литологическим и текстурным особенностям образования свиты представляют собой типичный граувакковый флиш. Это довольно однообразная толща, состоящая из ритмичного переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Подчиненное значение имеют углистые алевролиты и аргиллиты. В основании ритмов залегают слои песчаников (от 0,8 м до нескольких метров), затем зернистость обломочных пород постепенно, но весьма быстро уменьшается до аргиллитовой размерности. Граница последующего ритма, как правило, резкая, часто со следами микроразмыва. Изредка (реки Лагорта, Грубе-Ю) среди песчаников нижней части кечьпельской свиты наблюдаются небольшие линзовидные тела и прослои гравелитов мощностью 15–20 см.

Для обломочных пород кечьпельской свиты характерен полимиктовый состав.

Песчаники – от мелкозернистых до среднезернистых представляют собой плотные породы серого или темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Структура псаммитовая, текстура массивная или неясносланцеватая. Кластический материал (75–80 %) представлен разноокатанными зёрнами плагиоклаза, кварца, амфибола, калишпата, чешуйками биотита и мусковита, обломками (15–20 %) кремнистых и глинисто-кремнистых пород, основных – средних вулканитов, зеленых сланцев. Обломки кремнекислых эффузивов крайне редки. Цемент базальный или контактово-поровый, пелитизированный. На плоскостях наложения часто наблюдаются волноприбойные знаки.

Алевролиты – темно-серые до черных тонкослоистые или листоватые породы, образующие взаимные переходы к песчаникам и аргиллитам. Для них

характерно присутствие на плоскостях напластования обильного растительного детрита – от графитизированных пылевидных частиц до углефицированных обрывков размером до 3–5 см. Структура пород алевролитовая, текстура сланцевидная. Обломочный материал (65–70 %) представлен угловатыми зернами полевого шпата, кварца, пластинками серицита и хлорита, а также акцессорными минералами. Обломки пород редки. Цемент базальный или контактово-поровый, глинистый. В значительной степени он серицитизирован и хлоритизирован. Аргиллиты и глинистые сланцы представляют собой темно-серые и черные неяснослоистые или сланцеватые породы. Они сложены глинистым пелитовым материалом с примесью пылевидных углефицированных растительных частиц и единичных зерен кварца.

Возраст кечьпельской свиты длительное время считался раннепермским. Это обосновывалось находкой в ее типовом разрезе на р. Кечьпель К. Г. Войновским-Кригером еще в 1947 г. флористических остатков раннепермского возраста: *Paracalamites* sp., *Noeggerathiopsis* sp., *Samaropsis* sp., *Knorric* sp. Позднее из пород свиты в разрезе по р. Колокольня были выявлены и определены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для нижней перми Приуралья. В последние годы на прилегающей территории (лист Q-41-IX) в разрезе кечьпельской свиты В. А. Салдиным по р. Бол. Хойла в двух точках были собраны конодонты. В одной из них определены *Streptognathodus oppletus* Ellis., *S. gracilis* Stauf. et Plummer, *Idiognathodus* sp. – поздний карбон; в другой – *Neognathodus* sp., *Streptognathodus* cf. *elongatus* Gu n n. – поздний карбон–ранняя пермь [67].

Верхняя возрастная граница кечьпельской свиты определяется условно, так как непосредственно перекрывающих свиту палеозойских отложений не установлено. По мнению В. Н. Пучкова, верхний возрастной предел свиты ограничивается артинским ярусом нижней перми, так как в ее разрезе отсутствуют мощные толщи полимиктовых песчаников, характерных для кунгурских отложений талатинской свиты [58].

Интенсивная дислоцированность пород кечьпельской свиты не позволяет составить ее полный разрез. Мощность свиты – 800–1000 м.

ВОСТОЧНО-ЛЕМВИНСКАЯ ПОДЗОНА

Отложения этой подзоны распространены преимущественно в юго-западной части листа в составе Грубеинского и Приводораздельного покровов и отчасти к востоку от горы Хойла-Пэ в составе Верхне-Харотского покрова и представлены Верхнепогурейским районом.

Основание палеозойского разреза сложено мощной терригенной толщей погурейской свиты, которая с размывом и угловым несогласием залегает на верхнерифейско-вендских образованиях и охватывает часть верхнего кембрия–нижний ордовик. Вышележащие нижнеордовикские образования расчленяются на грубеинскую, кокпельскую (ранний ордовик), харбейшорскую (ранний–средний ордовик) свиты и черногорскую серию (средний ордовик–поздний девон).

Кембрийская система, верхний отдел–ордовикская система, нижний отдел

Погурейская свита (Є₃–O_{1pg}) Выделена В. Н. Гессе [19] из первоначального объема грубеинской свиты К. Г. Войновского-Кригера [8] как нижняя, грубозернистая ее часть. Распространена в верховьях рек Погурей, Кокпела, Харута, Грубе-Ю в серии тектонических чешуй и ядрах сорванных линейных антиклиналей. Стратотип свиты находится на территории листа на руч. Погурей-Егарт, притоке р. Погурей (прил. 6).

В целом свита сложена песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов и пластами и линзами конгломератов в нижней части. Залегает с размывом на разновозрастных интрузивных и осадочно-вулканогенных образованиях доуралид. Перекрывается согласно грубеинской свитой.

В стратотипическом разрезе погурейской свиты выделяются три пачки.

Нижняя пачка представлена серыми, зеленовато-серыми, красными конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками; местами присутствуют прослои (до 1 м) основных и кислых литокластических туфов и вулканомиктов. Кластический материал в конгломератах (обломки кварцевых порфиров, фельзитов и их туфов, диабазов, разнообразных терригенных пород, жильного кварца) плохо сортирован (1–30 см), повсеместно хорошо окатан. Матрикс конгломератов представлен полимиктовыми песчаниками и алевропелитами. Грубость обломочного материала уменьшается вверх по разрезу. Базальные горизонты и нижний контакт не вскрыты.

Видимая мощность разреза нижней пачки погурейской свиты – 30–70 м.

Средняя пачка образована светло-серыми массивными или грубослоистыми песчаниками. Преобладают олигомиктовые и кварцевые разности, встречаются прослои полимиктовых песчаников. Местами песчаники известковые, содержат линзы бурых глинистых известняков. По левому борту р. Западный Погурей (подножие восточного склона горы Чёрная) из глинистых известняков погурейской свиты выделены конодонты *Cordylodus proavus* Mull., *Eoconodontus notchpeakensis* (Mill.), *Proacontiodus jilinensis* (Chen et Gond), *Phakelodus* cf. *tenuis* (Mull), указывающие на позднекембрийский возраст вмещающих слоев [135]. Мощность пачки – 120–150 м.

Верхняя пачка представлена переслаивающимися мелкозернистыми, преимущественно серыми кварцевыми песчаниками, кварцевыми алевролитами и глинистыми сланцами, также содержащими линзы бурых глинистых известняков с остатками брахиопод. В разрезах по ручьям Погурей-Егарт, Погурей-Соим и в ряде других мест собраны брахиоподы *Apheoptis vicina* Wallcot, *Tritoechia* aff. *quebecensis* Ulr. et. Corp., *T. lemontovae* (Lissn.), *Alimpella* sp. и др., указывающие на тремадокский возраст отложений толщи. Мощность верхней пачки – 150–200 м.

В целом с учетом данных по сопредельным районам Лемвинской зоны возраст погурейской свиты обосновывается в интервале позднего кембрия–раннего ордовика (тремадок) [29].

Суммарная мощность погурейской свиты в бассейне р. Западный Погурей достигает 400–420 м. Общая мощность колеблется от 550 до 900 м.

Грубеинская свита (O_{1gr}) впервые была выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1940 г. под именем филлитовой свиты [7]; новое название получила в 1956 г. [129]. Прослеживается в серии тектонических чешуй от южной рамки листа (верховья руч. Игядей-Егарт) до верховьев рек Западный и Восточный Погурей и Погурей-Соим, а также в составе Верхнехаротского покрова. В целом представлена толщами пестроцветных филлитизированных алевропелитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с голубовато-серыми кремнистыми туффитами, туфо-сланцами и пепловыми туфами.

Филлитизированные алевропелиты и алевролиты обычно слагают подавляющую часть объема свиты. Это тонкослоистые (вплоть до «ленточных»), интенсивно кливажированные породы фиолетовой, красной, зеленой окраски, образованные гидрослюдой, серицитом, реже хлоритом. Обломочный материал представлен в основном кварцем, реже альбитом. Характерна гематитизация пород. Местами удается наблюдать прямую и маятниковую ритмичность (мощность ритмов от 2 до 10 см), хотя чаще (особенно в разрезах, где терригенно-глинистые породы ассоциируют с туффитами) наблюдается тонкая (контурная) слоистость. Изредка в наиболее восточных разрезах появляются линзы вулканомиктовых песчаников. Здесь же характерно присутствие силлов и потоков диабазов. Н. Б. Кузнецовым [135] восточная фациальная разновидность грубеинской свиты выделялась под названием «игядейская».

Нижний контакт свиты с породами погурейской или кокпельской свит нечеткий. Нижняя ее граница проводится по появлению в самых верхних частях разрезов этих свит первых прослоев фиолетовых филлитов. Непосредственно контакт погурейской и грубеинской свит установлен в бассейне рек Молюд-Шор, Погурей-Соим и верховьях Восточного Погурея, кокпельской и грубеинской свит – в верховьях рек Покойница-Шор и Восточная Кокпела. Мощности горизонта переслаивания варьирует от нескольких до 100 м. Верхние горизонты грубеинской свиты, как правило, согласно перекрыты породами харбейшорской свиты, обычно тектонически контактируют с породами среднеордовикско-нижнекаменноугольной черногорской серии и, в отдельных случаях, например, на водоразделе руч. Молюдшор и р. Пага, согласно перекрываются черными сланцами низов молюдшорской свиты.

Породы грубеинской свиты плохо охарактеризованы фаунистически. В переходном горизонте между погурейской и грубеинской свитами собраны трилобиты верхнего тремадока. Южнее рассматриваемой территории, по р. Харута, имеются находки аренигских граптолитов *Phyllograptus elongatus* VuIm., *Ph. densus* Torns., а по р. Молюд-Вож – нижнеордовикских конодонтов *Oistodus parallelus* Pander, *Oncotodus* sp., *Drepanodus* sp. На этом основании возраст свиты рассматривается как позднетремадокско-аренигский.

Вследствие однообразной пестроты разреза, отсутствия маркирующих горизонтов и крайне сложной кливажной складчатости, мощность свиты определяется весьма приблизительно в 400–500 м.

Кокпельская свита (O_{1kp}) выделена К. Г. Войновским-Кригером [8]. Свита рассматривается в качестве фациального аналога части грубеин-

ской свиты на востоке Лемвинской зоны и распространена на территории листа в бассейне верховье рек Кокпела и Пага. Опорный разрез находится на р. Кокпела. Свита сложена метабазами и ортосланцами зеленого цвета с подчиненным количеством зеленых алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев. В метабазах местами отмечаются реликты подушечных и миндалекаменных текстур, а среди подушечных метабазальтов иногда встречаются бордово-красные гидротермально-метасоматические яшмоиды – джаспериты. По химическому составу вулканогенные породы идентичны габбродолеритам орангьюганско-лемвинского комплекса [171]. Долгое время отложения свиты относились к верхнему протерозою, однако находки в стратотипическом разрезе на р. Кокпела микрофоссилий ордовикского возраста [128] позволяют считать возраст свиты раннеордовикским. Нижняя граница с погурейской свитой согласная и проводится по подошве первых пластов метабазальтов. Переход к грубеинской свите всюду постепенный, через переслаивание метабазальтов и серо-лиловых алевросланцев. Мощность свиты – 450–700 м.

Харбейшорская свита. Нижнехарбейшорская (нелкинская) подсвита (O_2hb_1). Харбейшорская свита впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером [8]. В стратотипическом разрезе, расположенном по руч. Харбейшор, свита имеет двучленное строение. Нижняя подсвита сложена ритмично наслоенными зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, верхняя – алевролитами и аргиллитами с пачками кремнистых аргиллитов. В пределах рассматриваемой территории к харбейшорской свите отнесена толща зеленовато-серых кварцевых и олигомиктовых песчаников, по набору пород отвечающая нижней подсвите. Это толща прослежена от бассейна рек Восточный Погурей и Восточная Кокпела на юг в район бассейнов рек Игядей-Юган, Нелка-Еган и Чигим-Харута (за пределами территории). В. В. Руженцевым и др. [62] описана в районе под названием нелкинская свита.

Строение нижнехарбейшорской подсвиты в целом однообразно. Она сложена песчаниками, которые формируют массивные пласты мощностью 1–3 м. Местами (истоки р. Игядей-Егарт) она имеет ритмичнослоистое строение и представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Рассматриваемые образования не охарактеризованы фаунистически. В стратотипической местности харбейшорской свиты возраст пород обоснован находками акритарх ордовика. Считается, что верхи разреза ассоциируют с низами харотской свиты, в связи с чем возраст верхней части разреза харбейшорской свиты определен как средне-позднеордовикский, нижней части – среднеордовикский. В Верхнехаротском районе верхние части разреза свиты замещаются литокомплексом углисто-кремнистых сланцев, выделяемых обычно как молюдшорская свита, возраст нижней части которой среднеордовикский [28]. В пределах рассматриваемой территории возраст песчаников, отнесенных к харбейшорской свите, определяется по их налеганию на пестроцветные филлиты верхов разреза раннеордовикской грубеинской свиты. Контакт грубеинской свиты и разреза кварцевых и олигомиктовых обломочных пород, отнесенных к харбейшорской свите, хорошо вскрыт во мно-

гих местах: в верховьях р. Восточная Кокпела и к юго-западу от рассматриваемой территории (верховья рек Игядей-Юган и Нелка-Юган). Он имеет характер постепенного перехода. Основание харбейшорской свиты представлено пачкой переслаивания красных филлитов и светло-серых кварцевых алевролитов мощностью 20–30 м. Верхний контакт харбейшорской свиты на территории листа Q-41-XVI не вскрыт. Однако в более южных районах (на руч. Грубешор, р. Молонья-Вож) серо-зеленые алевролиты харбейшорской свиты стратиграфически перекрыты углисто-кремнистыми сланцами низов моллюдшорской свиты, что определяет в целом возраст нижнехарбейшорской подсвиты в Верхнепогурейско-Верхнехулгинском районе как среднеордовикский. Кроме того, необходимо отметить, что в районе горы Чёрная в серо-зеленых известковистых филлитах, по всей видимости, относящихся к харбейшорской свите, П. М. Кучериной (она включила их в состав грубеинской свиты) близ контакта с черными сланцами были собраны раннеордовикские трилобиты *Geragnostus* sp., *Niobe* sp. indet (определения Н. Я. Анцигина).

Мощность свиты существенно варьирует от места к месту. Максимальных значений (650–700 м) она достигает на водоразделе рек Игядей-Юган и Нелка-Юган (на южной границе рассматриваемой территории и непосредственно к юго-западу от нее. К северу она выклинивается до первых десятков метров (район горы Чёрная) и, возможно, полностью, так как на водоразделе руч. Моллюдшор и р. Пага на карте, по материалам П. М. Кучериной показано стратиграфическое налегание черных сланцев моллюдшорской свиты на пестроцветные филлиты грубеинской свиты. Необходимо отметить также, что аналогичная картина налегания черных сланцев низов черногорской серии на пестроцветные филлиты также установлена и севернее – на листе Q-41-XI [28]. Это объясняется тем, что кварцевые и олигомиктовые песчаники харбейшорской свиты представляют собой, вероятно, проксимальные части турбидных конусов выноса в пределах континентального склона, на приподнятых участках между которыми продолжалась фоновая пелитовая седиментация. На шельфе харбейшорская свита коррелируется с зеленоцветными тригерными осадками саладской свиты.

Таким образом, нижняя возрастная граница харбейшорской свиты проводится в середине аренига и, в связи с отнесением в настоящее время верхнего аренига к среднему ордовику, возраст нижней подсвиты принимается среднеордовикским.

Ордовикская система, средний отдел–каменноугольная система, нижний отдел

Черногорская серия (O₂–C₁ġg). В эту толщу в пределах Верхнепогурейско-Верхнехулгинского района в Верхнепогурейском районе объединяются все черносланцевые, с прослоями кварцевых песчаников, образования, залегающие на тригерных отложениях нижнего ордовика и фаунистически охарактеризованные в интервале средний ордовик–ранний карбон. Название предложено П. М. Кучериной для легенды Полярноуральской серии

листов [139]. Впервые подобные отложения была выделены им в черногорскую толщу в районе горы Чёрная [62]. На территории листа Q-41-XVI выходы толщи известны в стратотипической местности в районе горы Чёрная и других участках бассейна верхнего течения р. Пага.

В составе серии фактически объединяются образования моллюдшорской (O_{2-3}), харотской ($S-D_1$), пагинской (D_{1-2}) и няньворгинской (D_3-C_1) свит, которые самостоятельно здесь не картируются из-за мелкочешуйчатого строения и внешнего литологического сходства кремнистых частей разреза; развиты в виде узких полос в пределах полей развития грубеинской свиты.

Среднеордовикская часть разреза толщи, отвечающая по объёму моллюдшорской свите, сложена серыми, темно-серыми до черных углисто-глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми плитчатыми сланцами с линзами и прослоями темно-серых кремней и имеет нормальные стратиграфические соотношения с подстилающими отложениями. Однако контакты практически всегда тектонизированы. Из прослоев кремней В. А. Аристовым по сборам М. М. Гаптулкадырова у северного подножия горы Чёрная, близ контакта с филлитами грубеинской свиты определены среднеордовикские конодонты: *Drepnoistodus suberectus* (Br. et Mehl.), *Panderodus gracilis* (Br. et Mehl.), что наряду с данными по листу Q-41-XI [28] доказывает наличие черносланцевых отложений – аналогов моллюдшорской свиты в районе; их мощность здесь не менее 100 м.

Силурийско-нижнедевонская часть, отвечающая харотской свите, сложена черными углисто-кремнистыми сланцами и черными плитчатыми фтанитами. Наиболее полно они представлены на северном и восточном склонах горы Чёрная и в ручьях, впадающих в р. Западный Погурей. В углисто-кремнистых сланцах В. А. Аристовым по сборам М. М. Гаптулкадырова здесь определены представительные комплексы конодонтов нижнего силура (поздний лландовери–венлок): *Panderodus unicostatus* Br. et Mehl., *Pterospathodus pennatus* (Wall.), *Carniodus* cf. *carnulus* (Wall.), *Pseudobelodella silurica* Armst., *Belodella* cf. *silurica* Barric и др., а также конодонты нижнего девона (лохков): *Ozarkodina remscheidensis* cf. *repetitor* (Carls. et Gandl.), *O. remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.), *Pandorinellina* cf. *optima* (Mosk.) и др., это указывает на то, что, с одной стороны, интервал, отвечающий харотской свите, представлен практически в полном объеме, а с другой, что свита представлена здесь своим наиболее глубоководным безкарбонатным типом разреза ввиду полного отсутствия петельчатых известняков. Мощность отложений свиты в составе черногорской толщи приблизительно оценивается в 100–150 м.

Нижне-среднедевонская часть разреза сложена отложениями пагинской свиты, представленными пачками черных кварцевых песчаников и темно-серых алевролитов, образующих ритмы с уменьшением мощности пластов и гранулометрического состава к верхней части ритма. Мощность отдельных базальных пластов песчаников с типичными флишевыми гиероглифами в подошве достигает 0,8–1,5 м и до 2,0 м. Мощность отложений пагинской свиты в составе толщи достигает максимума (не менее 700 м) на юго-западном склоне горы Чёрная. Вверх по разрезу и вверх по склону горы уменьшается

мощность турбидных ритмов (1,5 м), мощность базальных кварцевых песчаников в ритмах до 0,2–0,5 м, появляются пачки отвечающих условиям фоновой седиментации салатных алевросланцев мощностью 0,3–0,5 м. По простиранию мощности ритмов и пластов также уменьшаются, это может свидетельствовать, что в районе горы Чёрная находится проксимальная часть одного из турбидных конусов выноса пагинской свиты. Ранне-среднедевонский возраст свиты в районе горы Чёрная уверенно обосновывается сборами конодонтов из прослоев кремнистых сланцев среди кварцитопесчаников в интервале эмса–позднего живета (определения В. А. Аристова по сборам М. М. Гаптулкадырова): *Polygnathus foliformis* Snig., *Polygnathus ex gr. linguiformis* Hinde, *P. cf. trigonicus* Bisch. et Ziegl., *P. cf. angustipennatus* Bisch. et Ziegl., *Polygnathus cf. varcus* Stauff и др.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольная часть разреза, отвечающая няньворгинской свите, сложена серыми, зеленоватыми и черными полосчатыми фтанитами, кремнистыми сланцами различной окраски и углисто-кремнистыми сланцами. Отложения свиты присутствуют в виде небольших фрагментов с почти повсеместно тектоническими ограничениями среди других свит черногорской толщи, тяготея, как правило, к верхам пагинской свиты (вершина горы Чёрная). В кремнях и кремнистых сланцах на склонах и вершине горы Чёрная содержатся конодонты позднедевонского возраста – от франского (доманик-мендым) до позднефаменского (определения В. А. Аристова и В. Г. Халымбаджи по сборам М. М. Гаптулкадырова): *Ancyrognathus* sp.(?), *Palmatolepis cf. subrecta* Mill. et Joung, *P. cf. hassi* Mill. et Mull, *P. cf. gigas* Mill et Joung, *Polygnathus cf. normalis* Mill et Joung, *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. minuta loba* Helms, *P. delicatula* Br. et Mehl, *Icriodus alternatus* Br. et Mehl, *Polygnathus perlexus* Thomas и др. Мощность отдельных фрагментов разреза няньворгинской свиты в районе горы Чёрная – первые десятки метров.

Таким образом, на территории листа возраст черногорской толщи уверенно обоснован в интервале от низов среднего ордовика до позднего фамена. С учетом известного возраста няньворгинской свиты, условно принимается среднеордовикско-раннекаменноугольным.

Общая мощность черногорской толщи в районе, в зависимости от мощности пагинской свиты, составляет не менее 400–1000 м.

ЛАГОРТИНСКАЯ ПОДЗОНА

В современном виде подзона представляет собой систему тектонических пластин, примыкающих с запада к линии Главного Уральского надвига и образованных отложениями, характерным элементом которых являются кремнисто-вулканогенные образования, относимые в пределах листа к нерасчленным моллюдшорской и грубешорской свитам. В. Н. Пучковым данные образования относились к самостоятельной Лагортинской зоне [58], образования которой, по его представлениям, были тектонически переброшены с восточного склона Урала.

Ордовикская система, средний отдел–девонская система, верхний отдел

Молюдшорская и грубешорская свиты нерасчлененные (O_2 – $D_3m\check{s}$ - $g\check{s}$) протягиваются узкой полосой в северо-восточном направлении вдоль ГУН от южной до северной рамки листа Q-41-XVI, которая состоит из тектонических чешуй, входящих в состав Игдейской пластины и Грубешорского покрова. Это довольно разнообразный комплекс пород, представленный преимущественно более или менее измененными базальтоидами, переслаивающимися с фтанитами, кремнями, углеродистыми глинисто-кремнистыми и глинистыми породами, песчаниками; местами существенную роль играют туфы дацитов и риолитов, туфогенно-осадочные породы, туффиты, редко песчанистые известняки. Из-за чешуйчатой структуры сопоставление отдельных элементов разреза в разобщенных районах весьма затруднено.

Прежде эти образования с возрастными датировками от позднего кембрия до среднего ордовика относились в разных районах к молюдшорской [23], кокпельской, чигимской [161], грубешорской свитам, лагортинской серии [137]. В работах [139, 83] грубешорская свита выделена с возрастной привязкой (O_2 – D_3) в связи с фаунистически доказанным присутствием в ее составе отложений девонского возраста. Также считается, что грубешорская свита перекрывает молюдшорскую, одновременно замещая ее к востоку латерально, что и послужило основанием для выделения нерасчлененного литокомплекса в пределах листа.

На территории листа наиболее полно нерасчлененные отложения молюдшорской и грубешорской свит обнажены в бассейне верховьев рек Сред., Лев. и Прав. Лагорта (Лагортинские Холмы). В геоморфологическом отношении это ориентированная в северо-восточном направлении гряда, образованная системой падающих к юго-востоку тектонических пластин.

Верхняя из них сложена зеленовато-серыми или бурыми миндалекаменными спилитами, диабазовыми порфиритами, в которых местами сохраняется подушечная отдельность. Среди них обычно присутствуют прослои и линзы катаклазированных фтанитов, черных и серых глинисто-кремнистых пород. Из прослоя фтанитов верхней части разреза выделены конические элементы конодонтов ордовикско-силурийского облика. Видимая мощность разреза пластины достигает 270–300 м.

Структурно ниже залегает пластина, характеризующаяся более пестрым составом и сложным чередованием пород. Разрез здесь перевернут. Сверху вниз обнажаются:

1) рассланцованные спилиты, содержащие силлообразные тела диабазов и габбродиабазов и расслоенные пластами (до 1,5–2 м) глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов, прослоями зеленых туфогенных сланцев и пепловых туффитов. В нижней (структурно) части пачки отмечены прослои кислых или смешанных литокластических туфов и тефроидов. В средней части разреза пачки из фтанитов выделены эйфельские конодонты *Pardorinellina steinhornensis* (Ziegl.), *P. ex gr. optima* (Mosk.) *Polygnathus cf. inversus* Klap. et Johnsons. и др. Видимая мощность пачки – 200–250 м;

2) филлитизированные вулканомиктовые средне- и грубозернистые песчаники серого, зеленовато-серого и бурого цвета, переслаивающиеся с туфолевролитами, светло-серыми пепловыми туфами и кремнистыми туффидами. Местами присутствуют линзы риолитовых конглобрекций, состоящих из угловатых фрагментов (до 10 см) фельзитов и кварцевых порфиоров. Здесь же (правый борт русла р. Сред. Лагорта) встречаются линзы песчанистых известняков, содержащих остатки давленных криноидей и кораллов силурийско-девонского облика. Мощность – 180–200 м;

3) кремни (радиоляриты) серые слоистые, с прослоями черных фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев. В породах собраны конодонты эйфеля *Polygnathus costatus costatus* Kl a p. Мощность – 60–70 м;

4) переслаивание вулканомиктовых песчаников, пестроцветных кремнистых туффидами, туфосланцев, фтанитов, содержащих конодонты *Palmatolepis* sp. indet. верхнего девона. Контакт с пачкой 3 сорван. Видимая мощность – 110–120 м.

Суммарная мощность приведенного фрагмента разреза – 600–650 м.

Южнее Лагортинских Холмов породы грубешорской свиты обнажаются в бассейне верхнего течения рек Пальник-Шор, Пальник-Ты-Вис и Пага, где они представлены переслаивающимися спилитами, плагиопорфиритами, глинисто-кремнистыми породами, фтанитами, пепловыми туфами, туфосланцами, реже кислыми литическими туфами. Породы интенсивно дислоцированы, рассланцованы; поля их развития осложнены многочисленными продольными и поперечными разрывами, что не позволяет с достаточной долей уверенности составить относительно полный разрез свиты этого района. Имеющиеся фаунистические находки указывают в основном на девонский возраст вмещающих их образований. По левобережью р. Пальник-Шор из фтанитов выделены лохковские конодонты *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.), по левобережью р. Пага – франские конодонты *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.), *Polygnathus* cf. *webbi* Stauf., *P. ex gr. decorosus* Stauf., *Belodella* sp.

Фаунистически немые вулканогенно-осадочные породы, развитые в районе руч. Контактный, междуречье Игядей-Егарт-Игядей-Юган (юг рассматриваемой территории), вслед за предшественниками на основании сходства состава также отнесены к молюдшорской и грубешорской свитам. В отдельных тектонических блоках вскрыты спилиты, диабазы, перекристаллизованные фтаниты, высокоуглеродистые глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, туфы основного и среднего состава, разнообразные вулканомикты. Породы сильно изменены, катаклазированы, прорваны многочисленными телами диабазов и плагиогранитов.

Наиболее распространенные породы – спилиты – образованы лейстами альбита, погруженными в массу из соссюрита, хлорита, лейкоксена, эпидота и альбита. Порфиновые вкрапленники представлены серицитизированным андезин-лабрадором и авгитом, часто почти полностью замещенным амфиболом и хлоритом.

По химизму вулканыты нижней части разреза представлены базальтами (содержание SiO_2 – 45–48 %) нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3\text{--}4\%$) и

умеренной глиноземистости с содержанием двуокиси титана в пределах 1,2–2,1%. В целом это слабо дифференцированные толеитовые базальты, отличающиеся от базальтов MORB несколько пониженным содержанием окиси магния.

Базальты и андезитобазальты, распространенные в верхах разреза, характеризуются содержанием SiO_2 – 44–54%; TiO_2 в них от 0,5 до 0,9%.

Принципиальное значение имеет разрез, расположенный севернее – на территории листа Q-41-XI [28]. Здесь, на руч. Голубой (Еджидшор) и Олимпийский (притоки р. Яйю) наиболее отчетливо виден постепенный переход от фиолетовых филлитов грубеинской свиты аренига к черным глинисто-кремнистым сланцам (30–40 м) основания молюдшорской свиты, в которых определены конодонты среднеордовикского (лланвирн) возраста: *Drepanodus proteus* Lind., *D. cf. homocurvatus* Lind., *Oistodus cf. lanceolatus* Pand., *Polyplacognathus cf. stella* Viira, *Pygodus serrus* Berg. и др. Выше по разрезу залегает толща спилитов с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов. Примерно в 150 м выше нижнего контакта этой части разреза из фтанитов выделены конодонты *Panderodus cf. liratus* Now. et Barn., указывающие на позднеордовикско-силурийский возраст вмещающих слоев [62].

Аналогичная ситуация нормального залегания низов молюдшорской свиты на грубеинских филлитах по элювиальным развалам закартирована и на территории листа Q-41-XVI на левобережье р. Пага.

Таким образом, по приведенным выше данным, литологически пестрая вулканогенно-осадочная толща молюдшорской и грубешорской свит охватывает стратиграфический диапазон средний ордовик (лланвирн)–верхний девон.

В самом общем виде ее разрез имеет двучленное строение. Нижняя часть имеет существенно кремнистый, кремнисто-базальтовый состав и, по-видимому, среднеордовикско-раннедевонский возраст, а верхняя включает значительные объемы средних и более кремнекислых вулканитов и принадлежит, по-видимому, к раннему девону–франу.

ВОЙКАРСКАЯ СФЗ

МАЛОУРАЛЬСКАЯ ПОДЗОНА

В Войкарской СФЗ палеозойские стратифицированные отложения, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, присутствуют только в Малоуральской подзоне. В пределах Малоуральской подзоны, по условиям обнаженности и особенностям строения разрезов, выделяется три района (с севера на юг): Ханмейшорский, Усть-Конгорский, Таньюско-Тыкотловский, которые объединены плутоническими массивами в одно целое – Малоуральский вулканно-плутонический пояс.

Территория картируемого листа Q-41-XVI расположена в Таньюско-Тыкотловском районе, который охватывает хребты Манюку-Мусюр, Янас-Тэре, Войкарские Высоты и объединяет отложения Малоуральского пояса, развитые в бассейнах рек Танью, Кокпела (Восточная), Большая Лагорта,

Кевсоим, Войкар, Нелкаюган, Хулга. Непосредственно на планшете это хр. Янас-Тэре между средним течением р. Бол. Лагорта и оз. Варчаты и верховья р. Войкар.

Весь вулканогенно-осадочный комплекс Таньюско-Тыкотловского района подразделяется на войкарскую, малоуральскую и дзёля-варчатинскую свиты.

Ордовикская система, верхний отдел–силурийская система, нижний отдел

Войкарская свита (O_3-S_1vk) выделена В. В. Маркиным в 1954 г. [13]. Описание свиты и обоснование возраста ее образования приведены в работе Н. П. Лупановой и В. В. Маркина [40]. Свита подразделялась на нижнемусяюрские, верхнетэренские, войкарские и налиматинские слои, которые различались по составу и районам развития. Собственно войкарские слои В. В. Маркина, сложенные в основном «спилитами» с шаровой отдельностью, отвечают войкарской свите в современном понимании. С таким содержанием свита при ГС-50 была закартирована под названием лагортинской [134].

Распространение свиты на территории листа Q-41-XVI установлено в районе Войкарских Высот по обе стороны р. Войкар, ниже слияния рек Кокпела и Лагорта.

Войкарская свита сложена пиллоу-лавами базальтов, андезибазальтов и андезитов, массивными миндалекаменными андезибазальтами, гялокластитами. Эти породы имеют весьма специфические геохимические параметры. Спектры РЗЭ по характеру точно отвечают N-MORB, но более истощены в целом. Слабая отрицательная Eu аномалия говорит о наличии дифференциации, причем в андезитах она больше, чем андезибазальтах, т. е. андезиты – не конечный продукт эволюции расплава, возможны гранитоидные дериваты с положительной Eu аномалией. Спайдер-диаграмма в точности соответствует надсубдукционным обстановкам задугового спрединга или раннеостроводужного магматизма (Ta-Nb отрицательная аномалия, КИР-элементы слегка обогащены, а ВЗЭ резко истощены относительно N-MORB). Химический состав: преобладают низкотитанистые (<1 % TiO_2) андезибазальты, есть андезиты, базальты относительно редки, что разительно отличает их от ордовикско-силурийских пиллоу-лав северных районов, представленных преимущественно более высокотитанистыми базальтами и андезибазальтами. В целом их можно интерпретировать как продукты ранней подводной островной дуги.

Органические остатки в свите не выявлены, поэтому возраст ее образования дискуссионный. Б. Ф. Костюк предполагал позднесилурийский возраст свиты по аналогии с районами Приполярного Урала. По представлениям В. В. Маркина [40], возраст войкарской свиты ($D_1-D_2^1$) определялся стратиграфическим положением ее между ленточно-полосчатыми алевропелитами таньюской свиты (S_2-D_1) и известняками с эйфельской (по современным представлениям, позднемозской–раннеэйфельской) фауной варчатинской свиты. Возраст свиты в Легенде Полярно-Уральских листов определен как поздний ордовик–ранний силур. Такая датировка обосновывается авторами легенды путем сопоставления «спилитов» войкарской свиты с датированны-

ми палеонтологически «спилитами» усть-конгорской свиты [57]. По данным Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва [87], ксеногенные обломки спилитов присутствуют в околожерловых агглютинатах андезитов малоуральской свиты. С учетом подтвержденного конодонтами нижнесилурийского возраста нижней части залегающей выше малоуральской свиты [159], возраст войкарской свиты не может быть моложе позднего лландовери–венлока.

Границы свиты на листе не обнажены. Северо-западная граница с кварцевыми диоритами предполагается тектонической, на северо-востоке предполагается перекрытие войкарских спилитов вулканогенным флишем малоуральской свиты.

Ввиду отсутствия протяженных разрезов оценки мощности свиты в известной мере условны. По Б. Ф. Костюку, мощность лагортинской (аналог войкарской) свиты – не менее 400 м. Согласно легенде Полярно-Уральских листов, мощность свиты, исходя из ширины выходов – более 1000 м.

Силурийская система–девонская система, средний отдел

Малоуральская свита (S_1-D_2mi) впервые выделена Н. И. Литовченко и В. А. Романенковым по материалам геологосъемочных работ в Таньинско-Варчатинском районе [141]. Авторы под малоуральской свитой понимали единую осадочно-вулканогенную формацию, распространенную на территории Малого Урала и подразделяли ее на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Более детальная стратиграфическая схема вулканогенно-осадочных образований Малого Урала разработана В. В. Маркиным [40]. На территории листа Q-41-XVI, по схеме В. В. Маркина, распространены отложения войкарской, таньинской, варчатинской и дзёля-варчатинской свит. Последние три являются аналогами малоуральской свиты в понимании Н. И. Литовченко.

В Легенде Полярно-Уральской серии листов [139] в районе выделены малоуральская и варчатинская свиты, при этом последняя включает только рифовые известняки и перекрывающую их туфоконгломератовую толщу (отвечает верхней подсвите малоуральской свиты Н. И. Литовченко и дзёля-варчатинской свите В. В. Маркина). Аналогичной точки зрения придерживается и А. П. Прямоносков [159].

Р. Г. Язева и В. В. Бочкарёв отложения, отвечающие по объему малоуральской свите, разделили на три вулканических комплекса: юрым-соимский андезитовый, тэрэнский андезит-дацитовый и элькошорский базальт-андезитовый [87], из которых на территории листа присутствуют первые два.

По современным представлениям, малоуральская свита отражает единый крупный осадочно-вулканогенный цикл развития Малоуральской островной дуги. Все вулканические образования этого цикла (эффузивные, экструживно-жерловые, субвулканические) объединяются нами в составе малоуральского базальт-андезитового вулканического комплекса. Эффузивные фации этого комплекса в соответствии с Петрографическим кодексом выделяются в качестве малоуральской свиты.

В пределах территории листа отложения малоуральской свиты распространены вдоль Малого Урала, слагают хр. Янас-Тэре и гряду Варчаты-Мусюр. Они сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами: лавами и кластолавами андезитов и андезибазальтов, их туфолавами, различными туфами, туффитами, содержащими в верхней части линзы рифогенных известняков.

По этапности развития в составе малоуральской свиты нами выделяются две подсвиты – нижняя (таньюская) и верхняя (варчатинская). Однако, из-за недостатка данных по площади, на карте малоуральская свита показана нерасчлененной.

Нижнемалоуральская (таньюская) подсвита включает таньинские и налимагинские слои В. В. Маркина [40] и в основном отвечает объему юртым-соимского вулканического комплекса Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва [87]. На листе Q-41-XVI отложения таньюской подсвиты достаточно уверенно распознаются у восточной рамки – от р. Пирцясоим на севере до бассейна руч. Прохладный, где она представлена флишоидной толщей, сложенной зеленовато-серыми, темно-серыми плотными туфами, туффитами и вулканомиктовыми алевролитами. Туфы составляют серию взаимопереходов от тонкозернистых алевропелитовых разновидностей до средне- и грубозернистых. Туфы и туффиты имеют отчетливую слоистость и характеризуются «ленточной» полосчатостью, хотя в целом стратификация толщи грубая и неравномерная. Сложены они остроугольными осколками зерен плагиоклазов, обломками разложенного вулканического стекла и, в меньшем количестве, осколками зерен уралитизированного моноклиального пироксена (преимущественно авгита). Связующая масса породы немато- и фибробластовой структуры представлена неяснозернистым агрегатом вторичных минералов – уралита, хлорита, актинолита, кварца и альбита. В некоторых разностях основная масса переполнена магнетитом или гематитом, которые обычно присутствуют в виде мелких зерен или образуют мелкие скопления и прожилки. В верхней части подсвиты встречаются мраморизованные водорослевые известняки.

По материалам Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва [87], в центральной части хр. Янас-Тэре (район горы Манюку-Ю) отложения подсвиты имеют иной фациальный облик и представлены агломератовыми и бомбовыми туфами и кластолавами андезитов и андезибазальтов, прорванными некками андезитов. Среди кластолав и агглютинатов залегают линзы белых и красноватых обожженных известняков, которые в виде прерывистых кольцеобразных цепочек оконтуривают некки и агглютинаты. По-видимому, здесь в субгоризонтальном залегании располагается палеовулканическая постройка с центром на горе Манику-Ю, от которой околожерловые фации сменяются периклинально пологопадающими слоистыми тефроидами с линзами рифогенных известняков.

Туфы околожерловых фаций однородны по составу. Обломки и бомбы в них образуют пироксен-плагиоклазовые андезиты фельзитовой и гиалопилитовой структуры, часто миндалекаменные, с вкрапленниками уралитизированного клинопироксена, сосюритизированного плагиоклаза и магнетита. Слоистые водноотложенные туфы (помимо описанных андезитов) содержат

обломки их спекшихся кристаллотуфов, серицит-кварцевых метасоматитов и крошку известняков [87].

Характерной чертой андезитов является наличие крупных (до 1 см) кристаллов уралитизированной роговой обманки и вкрапленников плагиоклаза (андезина), что подчеркивает их родство с интрузивными диоритами собского комплекса.

На территории листа органических остатков в таньюской подсвете не встречено. Возраст принимается раннесилурийско-раннедевонским по аналогии с листом Q-41-XVII, где в этом возрастном диапазоне он подтвержден фаунистически (раннесилурийские конодонты и раннедевонские, позднесилурийские брахиоподы) [159] и абсолютными датировками из андезитов (ранний девон) [123].

Нижняя граница подсветы на листе не обнажена. С запада контакт интрузивный, с кварцевыми диоритами собского комплекса. Мощность таньюской подсветы – не менее 1500 м.

Верхнемалоуральская (варчатинская) подсвета впервые выделена В. В. Маркиным в 1954 г. в ранге варчатинской свиты [13]. В составе подсветы нами объединены андезиты, андезито-дациты их туфолавы, туфы, туффиты, известняки с многочисленной фауной. На территории листа слагает центральную часть хр. Янас-Тэре, где примерно отвечает объему тэренского андезит-дацитового вулканического комплекса Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва [87]. По их материалам, вулканическая часть разреза подсветы вдоль подножия массива горы Сев. Манюкую сложена сваренными умеренно кислыми пепловыми туфами (игнибритами?) и кристаллотуфами плагиофировых дацитов, андезито-дацитов и андезитов, выполняющими палеовулканическую кальдеру. В районе горы Манюку-Ю комплекс представлен околожерловыми бомбовыми туфами и угловато-обломочными агглютинатами андезитов, окружающими небольшие экструзивно-субвулканические некии андезитов. Далее по периферии они сменяются кристаллокластическими туфами. С палеовулканическими постройками ассоциируют линзы рифогенных известняков, часто брекчированных и содержащих пепловый материал, мощностью от 50 до 200 м при протяженности первые сотни метров, редко до 1,5–2 км. Наибольшее число выходов известняков приурочено к ручьям Прохладный и Титовский. О. А. Кондаином [26] они объединялись в составе титовской свиты. Однако все линзы известняков на листе находятся внутри вулканогенного разреза и не приурочены четко к какому-то одному уровню. Среди известняков отмечаются разности двух типов: светло-серые неясно-слоистые мраморизованные, местами битуминозные, иногда с красными пятнами, обусловленными гематитизацией и глинистые комковатые, слоистые криноидные, обычно пиритизированные. Они располагаются среди агломератов, псефитовых и кристаллокластических туфов и других вулканогенных образований [118]. В некоторых случаях прорваны субвулканическими дайками андезитов и базальтов.

По результатам химических анализов, известняки содержат (%) в среднем: CaO – от 52,3 до 55,4, MgO – 0,5–1,53, CO₂ – 41,8–43, SiO₂ – от 0,5 до 2,6, Al₂O₃ – 0,16–1,24, Fe₂O₃ – 0,3–1 (в гематитизированных разностях – от 2

до 14). Рентгено-структурным анализом в нерастворимом остатке известняков минералы свободного глинозема не обнаружены [118].

Известняки из обнажений на хр. Янас-Тэре (ручьи Прохладный, Титовский и др.) содержат фауну: табуляты – *Favosites (Asteroiophyllum) aenigmati-cum* Porf., *F. ex.gr. placenta* Rom., *F. ostenscus* Frech., *Thamnopora* sp., *Pachyfavosites* sp., *Fletcheria* sp.; ругозы – *Grypophyllum striatum* Soshk., брахиоподы – *Clorindina* aff. *eifeliensis* Stein., *C. pseudolinguifera oschica* Nikif., *Kransia parallelepipedata* (Bronn.), *Atrypa gruenewaldtii* Tschern., *A. granulifera* Barr., *Carinatina* aff. *plana* Kays. *Ivdelinia ivdelensis* (Khodalevich), *Carinatina arimaspa* (Eichwald); кораллы – *Grypophyllum striatum* Soshkina, *Neocolumnaria vagranensis* Soshkina, *Uncinulus parallelepipedus* Bronn; криноидеи – *Cupressocrinites crassus* Goldf., *C. abbreviatus* Goldf, брахиоподы: *Clorindina* aff. *eifeliensis* Stein., *C. pseudolinguifera oschica* Nikif., *Kransia parallelepipedata* (Bronn.), *Atrypa gruenewaldtii* Tschern., *A. granulifera* Barr., *Carinatina* aff. *plana* Kays., *Ivdelinia ivdelensis* (Khodalevich), *Carinatina arimaspa* (Eichwald), криноидеи – *Cupressocrinites minor* Eltysh., *C. abbreviatus* Goldf., *C. crassus* Goldf., *Rhodocrinus* sp.; строматопораты – *Clathrodictyon primordium grandis* Javor. [40], которые, по современным представлениям о ярусной стратиграфической разбивке девона, определяют возраст варчатинской подсвиты в интервале эмского–эйфельского ярусов (карпинский–тальтийский горизонты).

Нижняя граница варчатинской подсвиты там, где в основании залегают известняки, определяется по палеонтологическим данным. В районах, где известняки отсутствуют, принадлежность эффузивных пород к варчатинской подсвите определяется по соотношениям вулканогенных толщ и отчасти петрохимическим данным (для варчатинской подсвиты характерны более кислые и щелочные разности андезитов).

Мощность подсвиты достигает 350 м [118].

Возраст малоуральской свиты в целом определяется в интервале нижнего силура–эйфельского яруса среднего девона.

Описаны постепенные переходы между вулканическими, экструзивно-жерловыми и субвулканическими фациями малоуральского комплекса [87, 59]. Геохимические данные также однозначно подтверждают единство всей вулканоплутонической ассоциации Малоуральской подзоны. На Маниюкуюском профиле в вулканогенных образованиях Н. И. Литовченко [141] пробурены пять скважин до глубин 230,65–268,8 м поперек гряды Малого Урала. Три из них вошли в подстилающие гранитоиды, одна добурена до глубины 183,8 м и только самая восточная (скв. 18) не вышла из вулканитов на забое 264,5 м.

На восточных склонах хр. Янас-Тэре малоуральская свита перекрывается со следами размыва и конгломератами в основании отложениями дзёля-варчатинской свиты.

Общая мощность малоуральской свиты – не менее 2000 м.

Девонская система, средний–верхний отделы

Дзёля-варчатинская свита ($D_{2-3}dv$) впервые выделена В. В. Маркиным в 1954 г. [13]. К ней были отнесены агломератовые туфы, туфоконгломераты, глинисто-кремнистые туффиты. Выделение свиты имеет принципиальное значение, поскольку базальные слои свиты залегают несогласно на подстилающих образованиях и нивелируют древний вулканический рельеф, а ее конгломераты содержат гальку вулканогенных пород малоуральской свиты, известняков, а также гранитоидов, амфиболитов, пироксенитов [87].

В Легенде Полярно-Уральской серии листов, так же, как и в большинстве геологосъемочных отчетов, дзёля-варчатинская свита не выделялась [139, 141, 159]. Хотя аналоги свиты во многих из них легко узнаваемы. Н. И. Литовченко [141] пестроцветные агломератовые туфы и ксенотуфы с обломками известняков относились к верхней подсвите малоуральской свиты. В Легенде [139] эти же отложения рассматривались в качестве верхней части варчатинской свиты. А. П. Прямоносным [159] выделены как верхняя подсвита варчатинской свиты, Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [87] – как варчаты-мусюрский флишоидно-вулканогенно-молассовый комплекс, с манюкомусюрским горизонтом базальных конгломератов в основании. В дальнейшем свита была восстановлена при составлении Госгеолкарты 1 : 1 000 000, лист Q-41 [29].

На территории листа свита закартирована по материалам Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва [87] в узких тектонически опущенных блоках к западу и востоку от реконструируемой палеовулканической постройки горы Манюку-Ю и сложена преимущественно конгломератами и гравелитами. Конгломераты несогласно залегают на различных фациях вулканитов и субвулканических диорит-порфирах. В составе обломков отмечаются скопления валунов диорит-порфиров, различных вулканитов, пирит-серицит-альбитовых метасоматитов. Распределение обломков хаотичное, преобладают обломки валунно-галечного состава, погруженные тонкопесчанистый и аргиллитовый цемент. Залегание слабо наклонное к востоку под углами 10–20°.

Возраст свиты условно принимается средне-позднедевонским на основании находки живетской брахиоподы *Stringocephalus burtini* Defr. в районе хр. Янас-Тэре [40] и аналогии с тальбейской толщей Щучьинской СФЗ, галлактионовской свитой Приполярного Урала.

Мощность свиты в пределах листа, по данным Н. И. Литовченко, – 200–250 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На изученной территории по типам и полноте разрезов мезозойские отложения принадлежат к двум мегазонам: Предуральской СФМЗ (крайний северо-запад листа Q-41-XVI) и Западносибирской СФцМО (юго-восточная часть листа Q-41-XVI), разделенным Уральским горным сооружением, в пределах которого мезозойские образования отсутствуют.

Предуральская мегазона представлена восточной частью Косью-Роговской подзоны Полярно-Предуральской СФцЗ, в которой развиты только верхнемеловые кремнисто-терригенные образования глауконито-опоковой толщи, залегающие практически горизонтально.

Западносибирская СФцМО представлена частью Северо-Приуральской подзоны Приуральской СФцЗ, залегающими слабонаклонно от Урала. На территории листа в ее пределах под покровом четвертичных отложений предположительно развиты юрско-меловые отложения (яныманьинская, тольинская, маурыньинская, лопсинская, федоровская свиты нерасчлененные и харосоимская и уласынская свиты объединенные). По аналогии с листом Q-41-VII [137] в основании разреза вероятно также присутствие триасовых кор выветривания и отложений ятринской свиты. Ввиду того, что на карте и разрезе они не показаны, в Объяснительной записке они также не описываются.

ЗАПАДНОСИБИРСКАЯ СФЦМО

ПРИУРАЛЬСКАЯ СФЗ

Юрская система–нижний отдел меловой системы

Яныманьинская, тольинская, маурыньинская, лопсинская, федоровская свиты нерасчлененные (J–K₁ *jn–fd*) выделяются в юго-восточной части листа, предположительно по аналогии с листом Q-41-XVII [123], где они вскрыты скважинами картировочного бурения X-200 и X-201 [137].

Яныманьинская свита. На территории листа Q-41-VII, по данным бурения, согласно залегают на триасовых образованиях и сложена косопереслаивающимися песками и песчаниками олигомиктовыми, полимиктовыми, лептохлоритовыми с тонкими прослоями бурых углей и карбонатными конкрециями, а также кварцевыми гравелитами и полимиктовыми конгломератами. В линзах бурого угля (скв. X-200) отмечаются промышленные содержания Ge (более 0,01 %), Mo (более 0,01 %). Мощность свиты – 93 м.

Тольинская свита залегают с размывом на отложениях яныманьинской свиты. Сложена аргиллитами, песками с прослоями бурых углей мощностью до 0,1 м, известняков, углисто-лептохлоритовых алевритов и гравийно-галечных отложений. Мощность свиты – от 20 до 28 м.

Маурыньинская свита залегают согласно, сложена преимущественно морскими отложениями, чаще всего представленными плитчатыми серыми, темно-серыми глинами и аргиллитами гидрослюдистого и каолин-гидрослюдистого состава с сидеритовыми и известковистыми конкрециями и прослоями разнозернистых глауконитовых песчаников, алевролитов, косо-слоистых песков и гравелитов. Как правило, крупнообломочные разности приурочены к нижней половине разреза. Характерно обилие обломков фауны аммонитов и пеллеципод, а в нижних горизонтах – наличие скоплений растительного детрита и линзочек бурого угля. Мощность – 47 м.

Лопсинская свита сложена неравномерно переслаивающимися песками и песчаниками лептохлоритовыми и полимиктовыми с карбонатными конкрециями, прослоями алевритов, линзочками бурых углей, алевролитами лептохлоритовыми с большим количеством макро- и микрофауны. Характерной чертой пород свиты является насыщенность остатками аммонитов, белемнитов, пелеципод, фораминифер. Мощность – 112–123 м.

Федоровская свита согласно залегает на подстилающих породах лопсинской свиты и сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами с глауконитом и фосфоритами, известняками, известковистыми песчаниками и песками с карбонатными конкрециями. В разрезе свиты преобладают неслоистые пески и песчаники. Конгломераты приурочены к верхним частям разреза свиты. Характерной чертой является присутствие углефицированных остатков флоры и макрофауны. Мощность федоровской свиты – 46 м.

Возраст всех свит, входящих в нерасчлененный литокомплекс, хорошо обоснован материалами бурения скважин X-200 и X-201 [137], сведения по палеонтологическим данным приведены в Объяснительных записках листов Q-41-XVII [123] и Q-41 [2].

Общая мощность нерасчлененного литокомплекса 300–310 м.

Харосоимская и улансынская свиты нерасчлененные (K_1hr-ul) показаны на карте в крайней, юго-восточной части, предположительно по аналогии с листом Q-41-XVII [123], где они вскрыты скважинами картировочного бурения [137]. В отличие от характерных для них тонких глинистых разрезов [29], в скважинах они представлены преимущественно песчанистыми разностями.

Харосоимская свита почти нацело сложена крупнозернистыми песчаниками, песками и гравелитами, насыщенными в базальном горизонте оолитами гидрогётит-шамозитового состава, в улансынской свите грубозернистые разности являются уже доминирующими и содержат линзы и прослойки (1–3 см) кварцевых гравелитов, фосфатные конкреции. Вскрытая скважинами мощность объединенных свит – 28 м, на соседних площадях 48–190 м [29].

Возраст обеих свит, входящих в нерасчлененный литокомплекс, обоснован в литературе, Объяснительных записках листов Q-41-XVII [123] и Q-41 [29].

ПОЛЯРНО-ПРЕДУРАЛЬСКАЯ СФЗ

Меловая система, верхний отдел

Глауконито-опоковая толща (K_2go) распространена на крайнем северо-западе листа Q-41-XVI. Выходы на поверхность встречаются в бортах долин рек Юнь-Яга, Лагорта, Малая Ниедзь-Ю. На остальной площади толща перекрыта покровом четвертичных отложений.

Глауконито-опоковая толща фактически включает песчано-глауконитовую и опокую толщи, выделение которых предусмотрено Легендой (Шишкин, 1998ф), так как имеющихся материалов по обнажениям, при отсутствии данных бурения, недостаточно для их раздельного картирования на территории листа.

Глауконито-опоковая толща сложена несколькими разновидностями глауконит-кварцевых песчаников и алевролитов с подчиненным количеством опоковидных песчаников. Основную часть разреза толщи составляют глауконит-кварцевые и связанные с ними постепенными переходами кварц-глауконитовые песчаники и алевролиты, которые представляют собой зеленую мелкозернистую неяснослоистую толстоплитчатую породу. Основная часть обломков представлена хорошоокатанными зернами кварца (60–90 %) и неправильными округлыми, более крупными зернами травяно-зеленого глауконита (10–40 %). Редкие обломки пород представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, алевролитами, микрокварцитами, песчаниками, эффузивами и гранитоидами. Встречаются единичные зерна альбита, циркона, сфена, рутила, лейкоксена, турмалина и других минералов. В небольших количествах присутствуют органический детрит, обломки спикул губок, раковин диатомовых водорослей и единичных форминифер. Песчаники имеют алевропсаммитовую и псаммитовую структуру. Цемент базальный опаловый, сильно загрязненный пелитовой пылью.

Глауконитовые песчаники тесно связаны с кварц-глауконитовыми и являются их разновидностью, обогащенной глауконитом (70–85 %). Эти песчаники залегают в виде маломощных (0,05–0,5 м) прослоев и пластов среди кварц-глауконитовых разностей.

Опоковидные песчаники и алевролиты представляют собой плотные тонкоплитчатые, тонкозернистые, горизонтально- или линзовидно-волнисто-слоистые серые и светло-серые породы. Типична очень сильная трещиноватость, неправильная полосчатость и пятнистость. Основная часть обломков (50–60 %) представлена мелкими хорошоокатанными зернами кварца, реже глауконита. В качестве примесей постоянно присутствуют кальцит, эпидот, рутил и турмалин. Цемент базальный опаловый или опалово-известковый. Характерно присутствие отдельных раковин *Oxytoma tenuicostata* R o e m., *Ostrae* sp., *Inoceramus* sp., рассеянных по всей мощности слоя. Между опоковидными, глауконит-кварцевыми и кварц-глауконитовыми песчаниками существуют многочисленные переходные разности.

Опоки представляют собой темно-серые и серые, иногда глинистые и известковистые, очень легкие породы алевропелитовой структуры. Порода почти целиком (85–90 %) состоит из опала, часто загрязненного пелитовым материалом. В виде примеси присутствуют чешуйки слюд, зерна кварца, обломки диатомей, фораминифер, спикул губок и радиолярий.

Известняково-глинистые и глинистые сланцы присутствуют в виде редких маломощных прослоев среди опоковидных песчаников на реке Малая Ниедзь-Ю. Они представляют собой тонкослоистую сланцеватую светло-серую или темно-серую породу, сложенную агрегатом пелитовых частиц, иногда с примесью (25–30 %) кальцита.

Для глауконито-опоковой толщи принимается позднемеловой возраст, по аналогии с фаунистически охарактеризованными разрезами, расположенными на соседних с северо-запада и юго-запада территориях [142].

На подстилающих каменноугольных и пермских отложениях верхнемеловая толща залегают трансгрессивно с отчетливым угловым несогласием. Одна-

ко в пределах изученной территории несогласие в обнажениях не наблюдалось. Породы глауконито-опоковой толщи залегают горизонтально или (редко) с очень пологим ($2-3^\circ$) падением на северо-запад.

Мощность рассматриваемой толщи в пределах изученной территории является неполной и составляет не более 20–25 м. Северо-западнее – в центральных частях Косью–Роговской впадины – ее мощность достигает 90–120 м.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

На территории листа Q-41-XVI в пределах возвышенностей и в бортах ручьев широко проявлены охристые дресвяно-песчано-глинистые коры выветривания в большинстве своем под почвенно-растительным слоем. На останцах известны фрагменты как площадной коры выветривания, участками золотоносной, так и линейные коры, развитые по неотектоническим зонам трещиноватости, наследующим древние, иногда гидротермально проработанные разрывные нарушения (рудопроявление Колчеданное 5). Возможно также развитие кор выветривания линейно-карстового и контактово-карстового типов в местах неглубокого залегания палеозойских известняков [160].

Отмечались рыхлые охристые глинисто-песчано-дресвянистые образования (коры выветривания, элювиально-делювиальный материал) в зонах окисления минерализованных вулканогенно-осадочных пород на юге хр. Янастере на водоразделе р. Лагорта и верховьев руч. Угловой.

В средней части хр. Янастере к западу от южной оконечности оз. Дзёля-Варчаты наблюдались фрагменты зон развития кор выветривания по минерализованным вулканогенно-осадочным породам как на обнаженных участках, так и под почвенными образованиями.

В верховьях руч. Титовский (уч. Колчеданный 7) и руч. Прохладный (уч. Колчеданный 5) карбонатные толщи вблизи контактов с сульфидизированными вулканитами затронуты рудно-метасоматическими процессами (геоматитизация, хлоритизация, сульфидизация). С поверхности по минерализованным зонам развиты охристые глинисто-песчано-дресвянистые образования линейно-площадной коры выветривания. Мощность коры выветривания варьирует от долей метра до первых метров в зонах тектонических нарушений. Кроме того, в районе р. Манюку-Ю, в борту руч. Прохладный выявлена структурная кора выветривания под почвенными образованиями – видимая мощность коры составила 2–2,5 м. Кора представлена дресвяно-песчано-глинистой массой охристо-коричневого до желтовато-коричневого цвета, развитой, по-видимому, по пиритизированным вулканогенно-осадочным породам (аналог участков Колчеданных) в шовной зоне разлома, в контакте с маломощной дайкой диабазов. Пробы из коры выветривания характеризуются повышенным содержанием золота [160].

На рудопроявлении Колчеданный 3 (правобережье р. Манюку-Ю) широко развиты линейно-площадные коры выветривания, часто скрытые делювиальными и озерно-болотными отложениями [160].

Органических остатков коры выветривания не содержат, поэтому их возраст принимается условно олигоценным, ввиду того, что коры выветривания нередко развиты в днищах и бортах эрозионно-структурных депрессий палеогенового заложения [29].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Территория листа располагается в пределах Западно-сибирской структурно-фациальной области (СФО), Уральской структурно-фациальной зоны (СФЗ) и Предуральской структурно-фациальной области (СФцО). При этом лист включает незначительную часть Предуральской СФО, которая по составу выделяемых подразделений полностью совпадает с Уральской СФЗ и поэтому объединена с ней в Легенде к карте.

Для корреляции стратогенов первыми используются региональные горизонты Стратиграфических схем Урала (мезозой, кайнозой) (1997 г.), для корреляции второй – горизонты Унифицированной региональной схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.).

Четвертичные образования практически повсеместно перекрывают территорию плащом переменной мощности. Лишь в осевой зоне Урала и речных долинах наблюдаются выходы непокрытых коренных пород. В целом мощность четвертичного покрова увеличивается от осевой зоны Урала к его периферии. Повышенную мощность имеют также четвертичные образования, формирующие напорные краевые морены ледников разного возраста.

Наибольшее распространение по площади развития и мощности среди четвертичных образований занимают диамиктоны. В настоящее время существуют две теории процесса их формирования.

Сторонники теории морского происхождения диамиктонов (маринизм) относят их к морским, ледово-морским образованиям, а перекрывающие их галечники считают прибрежными отложениями разных стадий регрессии морского бассейна, выделяя на основании гипсометрии ряд ступеней (террас), фиксирующих периоды его стабилизации. Обоснованием, помимо существования этих уровней, является наличие в составе диамиктонов морской микрофауны, а также обломков и редких целых створок макрофауны.

Сторонники ледникового происхождения диамиктонов и связанных с ними галечников (гляциализм) относят их к образованиям ледникового ряда – моренам и флювиогляциалам. Обоснованием являются структурные и текстурные особенности строения толщи диамиктонов (наличие гляциотектонических дислокаций, разного рода отторженцев подстилающих пород, характерный утлогообразный облик крупных обломков), невыдержанность высоты «террас» по площади (зачастую диапазон превышения террасы над урезом воды больше, чем перепад между разноуровневыми террасами, которые выделяют маринисты). Кроме того, в рельефе поверхность толщ диамиктонов часто выражена в виде аркообразных амфитеатров, характерных для краевых ледниковых образований. В пользу ледниковой теории говорит также отсутствие следов существования на юге морского бассейна. Наличие в составе отложений морской фауны объясняется ее захватом с шельфовой зоны Ледо-

витого океана, бывшей, по мнению гляциалистов, центром разновозрастных покровных оледенений.

Авторы придерживаются ледниковой теории формирования диамиктонов.

Крайне слабая обнаженность затрудняет изучение четвертичного покрова территории. Это связано с широким развитием цоколя коренных пород, препятствующего подмыву берегов и формированию естественных обнажений.

В составе четвертичных пород территории присутствуют образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена, а также голоцена. По генезису выделены ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные озерные, палюстринные, эоловые образования и отложения, а также приуроченные к горным районам образования склонового ряда. На равнинной части из-за малой мощности и незначительных площадей распространения они не показаны.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Увельский–сарыкульский горизонты. Роговская серия. Гляциомариний (*gmE-Irg*) распространена в основании разреза четвертичных отложений Предуральской СФО, и, по данным бурения, залегает на палеозойских отложениях и отложениях нижнего мела. Наблюдается в береговых обнажениях рек Грубе-Ю, Юнь-Яга, Бол. и Мал. Ниедзь-Ю. Представлена валунными и безвалунными мореноподобными суглинками (диамиктонами). Залегает в основании роговской свиты горизонт суглинков, содержащий значительное количество валунов, вскрыт в скв. 1 [18]. Нижняя граница свиты располагается здесь на абс. отм. +90 м. В цоколях речных террас роговская свита представлена темно-серыми, почти черными с синеватым оттенком диамиктонами, содержащими гальку, щебень и единичные мелкие валуны. Обломочный материал представлен в основном породами, слагающими Полярный Урал. Так, среди валунов в составе роговской свиты на р. Юнь-Яга отмечены кварц, кварциты, амфиболиты, известняки, граниты, габбро, перидотиты, а также кварцитовидные песчаники, известные значительно севернее на хр. Енганэ-Пэ.

В суглинках основания обнажающейся части разреза свиты обнаружены морские диатомеи и фораминиферы, среди которых И. Н. Семёновым определены *Elphidium obovatum* Cushman, *Sacculina* sp., спикулы губок [18]. Анализы на солёность, по Г. А. Стадникову, показали, что образование осадков происходило в пресной или сильно опресненной среде. Вышеприведенные данные послужили основанием для интерпретации ледниково-морского генезиса отложений свиты.

Увельско-сарыкульский возраст принят условно, согласно Легенде [139] и аналогии со смежными площадями. На соседних с юго-запада и юга территорий они вскрыты многочисленными скважинами картировочного бурения [142].

Видимая мощность свиты колеблется от 4–5 м на р. Юнь-Яга до 18 м в скв. 1. По данным бурения, на смежных листах достигает 30–50 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Сылвицкий горизонт. Озерно-аллювиальные отложения (aIIsl) развиты на северо-западе территории листа. Здесь они выходят на дневную поверхность в долине р. Юнь-Яга, а также в бортах долин ее левых притоков: рек Лагорта, Бол. и Мал. Ниедзь-Ю, Грубе-Ю, вскрыты скв. 1 на водоразделе рек Грубе-Ю и Ниедзь-Ю. Сложены буровато-серыми неясно-слоистыми разнозернистыми песками с галькой и галечниками, с многочисленными хорошоокатанными валунами. Залегают на породах роговской серии или коренных отложениях. В основании толщи (скв. 1) – маломощный пласт валунно-галечных отложений. Анализ солености по методу Стадникова показал, что отложения формировались в пресной среде.

На р. Лагорта в верхней части разреза отмечаются прослойки глин и суглинков, в пробах из которых обнаружена обильная пыльца (65 %) и споры (35 %). Преобладает, особенно внизу разреза, древесная пыльца (до 55 %), в том числе *Picea* (10–12 %), *Pinus* (20–22 %), *Betula* (12–15 %). Пыльца травянистых представлена *Artemisia* (5–6 %), *Graminlae* (3–4 %), *Chenopadiaceae* (2 %), *Ericallae* (1 %) и др. Споры представлены *Polypodiaceae* (до 25 %), *Sphagnum* до 8 %), *Licopodium* (до 1 %) и др. Состав спорово-пыльцевых комплексов близок к межледниковым [18].

На Госгеолкарте листа первого издания [18] данные отложения рассматривались как средне-верхнеплейстоценовые нерасчлененные, а генезис принимался как озерно-аллювиальный и флювиогляциальный.

В виду удревнения возраста роговской серии и залегания под пачвожской мореной на карте данные отложения условно отнесены к сылвицкому горизонту среднего неоплейстоцена, генезис принят озерно-аллювиальным.

Мощность отложений колеблется от 4 м в скв. 1, до 6–8 м в обнажениях в бортах долин.

Тобольский горизонт. Аллювиальные отложения (aIItb) выделяются на территории впервые, по аналогии с соседними территориями. Аллювий залегают на коренных породах или плиоцене и перекрыт с размывом основной мореной максимального оледенения территории. Представлен в основном галечниками, гравийными галечниками с линзами и линзовидными прослоями крупно-среднезернистых песков, иногда – гравийных с примесью валунов. В песках прослеживается четкая, характерная для аллювия косая слоистость. В составе галек – местные уральские породы, эрратики не наблюдается. По составу (%) определены: диориты – 74, габбро и пироксениты кэршорского комплекса – 16, кварц – 8, вулканыты – 2. Окатанность материала 2–3-го класса, что характерно для аллювиальных отложений. Особенностью является сильная сцементированность породы окислами железа, временами образующими прослой, скрепленные до конгломерата. Это связано, вероятно, с мерзлотными процессами – потоками талых грунтовых вод по поверхности мерзлых пород, наиболее вероятно – под ложем перекрывавшего их ледника. Мощность отложений – до 10 м.

Возраст устанавливается по геоморфологическому положению. Толща перекрыта самаровско-тазовской мореной, а тобольские отложения – единственный аллювий на территории севера Западной Сибири досамаровского возраста.

Самаровский–тазовский горизонты. Ледниковые образования ($g\Psm-tz$) широко распространены на территории, являясь отчасти рельефообразующей толщей в пределах Малого Урала, где ими выполнены все понижения и депрессии среди коренных пород. Ранее на территории самаровские и тазовские ледниковые образования показывались отдельно, кроме того, выделялась пачка разделяющих их ширтинских межледниковых отложений. Однако по результатам полевых работ наличие ширтинских отложений на территории не подтвердилось. Как правило, реками вскрывается лишь верхняя часть диамиктонов, а при залегании на коренных породах они перекрыты мощными плащами солифлюксия. Представлены массивными серыми алевритами с примесью гравия, гальки и мелких валунов, рассеянных по разрезу. В составе – галек исключительно местные уральские породы. Облик отложений единообразен по всем изученным обнажениям. Диамиктоны значительно лучше обнажены на р. Войкар в пределах 1–2 км к югу от рамки листа, где в состав валунов и гальки входят габбро и пироксениты кэршорского комплекса (38%), кварцевые диориты собского комплекса (30–80%), вулканы малоуральского комплекса (18%), биотит-гранатовые амфиболиты дзеляюского(?) комплекса (6%), жильный кварц и кальцит (8%) (определение С. Ю. Петрова). Ближайшие источники подобного материала расположены к северо-востоку в пределах Малого Урала и осевой зоны кряжа. По замерам имеющихся в теле диамиктона гляциотектонических структур (складки, торпедовидные тела, будинаж) выявлено единое направление перемещения материала в толще диамиктонов – в целом с севера и северо-запада на юг и юго-восток. Единообразен и состав дебриса.

Возраст устанавливается по сопоставлению с соседними территориями. В береговых обрывах оз. Шурышкарский Сор вскрыты неперекрытые морской торфяники, датированные уран-ториевым методом как начало казанцевского времени [2]. В доказанцевское время последними покровными оледенениями были среднееоценовые. Физических методов прямого определения абсолютного возраста диамиктонов, а также определения их возраста по флоре и фауне в рамках среднего звена не существует, поэтому нами они показаны как нерасчлененные ледниковые образования двух «холодных» горизонтов среднего неоплейстоцена.

Мощность отложений – до 39 м.

Среднеуральский надгоризонт. Пачвожская морена. ($g\Pp\check{c}$) широко распространена в западных предгорьях Полярного Урала. Залегает на роговской серии или коренных образованиях. Представлена диамиктоном с серым суглинистым матриксом и дебрисом из валунов, щебня и дресвы. Количество обломочного достигает 50%. В его составе преобладают породы осевой зоны Уральского кряжа. На водоразделах рек Пага–Грубе-Ю, Грубе-Ю – Мал. Ниедзь-Ю моренные отложения образуют серию ориентированных вдоль Полярного Урала гряд и холмов, разделенных заболоченными по-

нижениями и озерами. В морену вложены верхнеплейстоценовые флювиогляциальные отложения и две аллювиальные террасы. Мощность отложений – 8–10 м.

Верхнее звено

Ханмейский горизонт. Морена ханмейского горно-долинного оледенения (gШhn) распространена в долинах рек по обоим склонам Урала. На западном склоне наиболее четкие краевые формы ханмейских морен прослеживаются в долине р. Бол. Хойлаю, где выражены в виде подковообразной, ориентированной в северо-западном (вниз по склону) направлении, гряды с шириной в основании до 1 км и превышением до 20 м с проксимальной и до 50–80 м с дистальной стороны. Выше по течению реки морена частично размыта тальми водами более поздних ледников и сохранилась лишь в виде маломощного (первые метры) покрова. На восточном склоне аналогичные гряды, но меньшие по высоте, располагаются на правобережье меридионального участка Большой Лагорты и левобережье в среднем течении р. Кокпела, долины которых на этих участках наследуют маргинальный канал Ханмейских ледников. Сложены гряды и основные морены диамиктонами с повышенным содержанием дебриса. Залегают на коренных породах, реже – на четвертичных породах среднего звена неоплейстоцена (в предгорьях). В составе дебриса исключительно местные породы, залегающие в областях распространения долинных ледников. Характерно повышенное содержание, по сравнению с равнинными территориями, обломков (до 60 % на западном и 40 % на восточном склонах Урала), их худшая (1-го, реже 2-го класса по Хабакову) окатанность. Размер валунов чаще всего – до 0,5 м по длинной оси, изредка – свыше 1,5 м. Матрикс обычно – бурые суглинки или супеси, иногда песчаные, обычно плотные, иногда с линзами маловалунных галечников мощностью до 30 см.

Возраст отложений обосновывается соотношениями с более молодыми полярноуральскими ледниковыми образованиями.

Мощность основной морены 0,5–7 м, в краевых стадияльных грядах – до 40 м.

Флювиогляциальные отложения ханмейского горизонта (fШhn) образуют обширные перигляциальные зандры за пределами конечных ханмейских морен, а также формируют обширную третью (флювиогляциальную) террасу в долинах крупных рек восточного склона: Бол. Лагорта, Лагорта, Кокпела, где они слагают террасовые уровни с превышением 5–20 м выше уреза воды. Такой разброс высот предшественники (1981 г.) связывают с неровностями рельефа подстилающих пород. В составе отложений присутствуют разнозернистые пески, гравий, галька, валуны, последнее – до 80 см по длинной оси. Прослеживается укрупнение материала вверх по разрезу. Окатанность материала изменяется от плохой (1–2-й класс по Хабакову) в горных частях территории до средней (2–3-й класс) в предгорьях, что связано с протяженностью переноса обломков. Как и ледниковые образования, обломочная часть состоит исключительно из местных уральских пород.

Ханмейский возраст флювиогляциальных образований принимается на основании вложения в них аллювия первой надпойменной террасы на реках Бол. Лагорта, Лагорта, Лабогей.

Мощность отложений непостоянна – от 5 до 14 м.

Каргинский горизонт. Озерно-аллювиальные и озерные отложения (Ia, IIIkr) слагают на территории листа террасу, окаймляющую котловину оз. Варчаты. Терраса сформировалась после прорыва перемычки в юго-западной части котловины и спуска части вод озера. Терраса располагается на абс. отм. 55–60 м. По данным бурения скважин (X-200, X-201), пробуренных к востоку от оз. Варчаты на листе Q-41-XVII, терраса сложена песчано-гравийно-галечной смесью глинистой [137]. Подобные отложения характерны для прибрежной части озер. Песок мелкозернистый полимиктовый. Гравий и галька окатанные, округлой формы, разнозернистые. Редко отмечаются мелкие и средние валуны габбро и дунитов. На территории листа данных о подстилающих отложениях нет, на листе Q-41-XVII озерно-аллювиальные залегают на микрослоистых, вероятно, озерных глинах. Формирование террасы началось в момент заполнения котловины тальми водами ханмейского ледника в конце его существования, наиболее вероятно – с привнесением материала на дно водоема тальми водами. С другой стороны, в нее врезана первая надпойменная терраса р. Тянью. Таким образом, наиболее вероятный возраст формирования – каргинский.

Установленная по скважинам мощность отложений 3,5–4,5 м.

Полярноуральский горизонт. Морена полярноуральского горно-долинного оледенения (gШпу). По последним данным, размеры полярноуральского горно-долинного оледенения были значительно меньше, чем предполагалось ранее. Полученные новейшими методами датировки указывают на то, что в полярноуральское время к северу от территории границы оледенения всего на 1–2 км отстояли от современных границ распространения голоценовых каровых ледников, т. е. они были значительно меньше по площади, чем предполагалось ранее [2]. Однако по материалам, установленным на территории листа, полярноуральские ледники развиты значительно шире и формируют типичные горно-долинные морены с хорошо сохранившимися краевыми моренными формами. Горно-долинные морены полярноуральских ледников выполнены большинство троговых долин осевой зоны кряжа: сквозная долина р. Хойла, на восточном склоне – долины рек Трубаю, Бол. и Мал. Лагорта, Лагортагарт, Погурей, Кокпела, на западном склоне – верховья р. Пага (район оз. Верх. Пагаты). Полярноуральские морены уверенно выделяются по хорошо сохранившемуся бугристо-западинному рельефу основной морены и типичным бугристо-грядовым краевым ледниковым формам. Высота краевых гряд – до 20 м с проксимальной стороны, дистальный, пологий склон прослеживается на высоту до 40–50 м относительно прилегающих дистальных поверхностей. Межлопастные гряды выше (до 50 м), однако, как правило, мощность собственно морены не превышает 20 м, ниже залегают сложенный коренными породами цоколь. Морены облекают неровности в коренных породах. В составе отмечается большое (свыше 50 %) содержание грубообломочного материала, представленного ис-

ключительно местными породами областей конкретного ледосбора. Характерна крайне низкая степень окатанности материала. Матрикс представлен дресвяными суглинками и супесями.

Возраст устанавливается по сопоставлению образованных ими краевых форм с датированными аналогичными формами на соседних территориях [2], а также на основании перехода флювиогляциальных зандров в первые аллювиальные террасы вниз по речным долинам.

Мощность – до 5 м, в краевых и межлопастных формах – до 20 м.

Флювиогляциальные отложения (*fIIIpu*) формируют перигляциальные зандры по периферии полярноуральских конечных морен, а также слагают флювиогляциальные террасы высотой 6–12 м в долинах рек Хойлавис, Мал. Лагорта, Погурей, Кокпела. Перигляциальные зандры и террасы сложены галечно-валунными отложениями с гравийно-песчаным заполнителем. Валунные – до 2,5 м по длинной оси. Содержание валунов и галечников – по 30–40 %, песков – 20–50 %. Изредка в разрезе присутствуют суглинки, намывные в полости между крупноземом на поздних стадиях таяния льда. Состав пород местный, окатанность – до 2-го класса. Отдельные валуны окатаны до 3–4-го класса. Зандры отличаются более песчаным составом, валуны (до 20 см по длинной оси) составляют до 10 % толщи, гравийно-галечный материал – 40–50 %, содержание песков – до 50 %, окатанность материала – до 3-го класса. Как правило, они выполняют днища чечевицеобразных расширений долин, придавая им ящикообразный поперечный профиль.

Возраст устанавливается по примыканию к полярноуральским краевым формам.

Мощность отложений – 2–5 м.

Аллювиальные отложения ярвожской (первой надпойменной) террасы (a^1IIIjr) закартированы в долинах рек Бол. Лагорта, Лагорта, Лабогей, где вложены в хайнмейские флювиогляциальные отложения. Фактически распространены значительно шире в долинах большинства крупных и средних водотоков за пределами полярно-уральских ледниковых образований, однако их ширина составляет первые десятки метров и они не выражаются в масштабе карты. Высота террасы – от 1,5 до 4 м выше уреза воды, в зависимости от масштаба водотока. Сложена терраса гравийно-галечными смесями с валунами, песком и суглинками. Цоколя на восточном склоне, как правило, не вскрыты. На западном склоне обычно коренные или представлены диамиктонами роговской серии. Мощность отложений – до 5 м.

Возраст первой террасы устанавливается как полярноуральский горизонт верхнего неоплейстоцена в соответствии с серийной Легендой Полярно-Уральской серии листов.

Невьянский–полярноуральский горизонты. Сыр'яхинский и ярвожский аллювий нерасчлененные ($a^{1+2}IIIsr-jr$) слагают первую и вторую террасы в долине р. Юнь-Яга. В цоколе наблюдаются диамиктоны роговской серии или коренные пермские породы. Отложения имеют преимущественно песчаный (р. Юнь-Яга) или песчано-галечниковый (р. Бол.

Ниедзь-Ю) состав. Пески мелко-среднезернистые, отчетливо слоистые. Песчано-галечниковые отложения хорошо окатаны и также слоисты.

Возраст устанавливается по вложению в отложения среднего неоплейстоцена и в соответствии с серийной Легендой Полярно-Уральской серии листов как верхи верхнего неоплейстоцена.

Мощность аллювия первой террасы – 4–4,5 м, второй – до 12 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые образования территории представлены ледниковыми, пролювиальными, аллювиальными, озерными и палюстринными отложениями. Они широко распространены на всей территории. Аллювиальные приурочены к руслам рек и мелких водотоков, озерные – к берегам современных озер, палюстринные – к заболоченным понижениям на водоразделах, в межрядовых котловинах и, реже, на площадках речных террас.

Морена каровых ледников (gH) формирует краевые валы, непосредственно оконтуривающие подножия современных каров. Наиболее типично представлена в пределах Карового массива в верховьях р. Погурей, в верховьях истоков рек Бол. Хойла, Сред. Лагорта, Лагортаегарт. Сложена крупнообломочным (до 1,5 м), практически неокатанными валунами, глыбами и обильным щебнем пород, в которых развивается кар. Мелкозем из верхней части, как правило, вынесен дождевыми и тальными водами.

Возраст устанавливается по времени формирования валов в период голоценового похолодания, наиболее вероятно – в малый ледниковый период голоцена.

Мощность образований – до 4 м.

Пролювий конусов выноса (pH) широко распространен у перегибов склонов при впадении мелких ручьев в широкие троговые долины. Наиболее типичные и масштабные конусы закартированы в троговых долинах рек Лагортаегарт, Мал. и Бол. Лагорта. Сложены конуса плохоокатанным валунно-глыбовым материалом (до 40–50 % по объему) с суглинистым заполнителем, с массой щебня и дресвы. Возраст отложений связывается с периодом голоценового потепления и таяния каровых ледников, более ранние конуса уничтожены ханмейскими и полярноуральскими ледниками.

Мощность отложений – до 5 м.

Аллювий русел и пойменных террас (aH) распространен на всех реках и мелких водотоках территории. Он слагает высокую (до 2 м выше уреза воды в реках) и низкую (до 1 м выше уреза) поймы рек. Представлены песчаными, песчано-галечниковыми и галечно-валунными отложениями, размерность которых уменьшается вниз по долинам водотоков. Наиболее тонкий и песчано-глинистый состав аллювия в долинах рек Вачатывис и Ыджидьюнко (притоки, впадающие в оз. Варчато. Окатанность материала плохая, реже – средняя (2–3-й класс по Хабакову), в верховьях водотоков аллювий содержит большое количество щебня и дресвы местных пород.

Аллювий русел и пойменных террас вложен в отложения первой надпойменной террасы и формируется в настоящее время. Поэтому возраст его устанавливается как голоценовый.

Мощность отложений – 1,5–2 м.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Образования среднего неоплейстоцена–голоцена представлены на территории элювиальными, элювиальными и десерпционными генетическими типами. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния среднеоплейстоценового ледника, они продолжают формироваться и в настоящее время.

Элювиальные отложения (eII–H) приурочены к плоским вершинам горных сооружений. В составе преобладают глыбы и щебень с супесчаным наполнителем в нижней части, мелкозем с поверхности, как правило, вымыт дождевыми и тальными водами. Породы исключительно местные. Размерность зависит от состава коренных пород и их состава (наличие даек, прослоев). На стойких к выветриванию (габбро, пироксениты) породах они состоят из глыбово-блочных образований, в среднем глыбы до 1 м, однако нередко глыбы свыше 4 м по длинной оси. Содержание мелкозема незначительное. Вблизи геологических границ материал, как правило, более мелкий. Относительно менее устойчивые (алевритовые, пелитовые туфы и т. п.) выветриваются до щебнисто-суглинистой массы. Основной агент формирования – физическое выветривание, влияние химического выветривания незначительно. Материал неокатан, очень редко – до 1-го класса.

Мощность отложений – до 2 м.

Элювиальные и десерпционные отложения (e,drII–H) приурочены к полого-выпуклым вершинам (уклоны 3–5°), сложенным относительно устойчивыми к выветриванию породами. При этом формирующийся на наиболее плоских частях элювий начинает медленно смещаться вниз по склону за счет изменения объема породы в процессе сезонного протаивания–промерзания. Сложены в основном глыбово-щебнистым материалом с дресвяно-песчаным наполнителем. Мелкозем выносятся дождевыми и тальными водами. Материал неокатан (0-й класс).

Мощность отложений – до 2 м.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Породы данного возрастного интервала представлены на территории лимническими и палюстринными отложениями нерасчлененными, а также образованиями склонового ряда: элювиальными, элювиальными и делювиальными, элювиальными и десерпционными, делювиальными и солифлюкционными, коллювиальными и десерпционными, а также делювиальными и десерпционными. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния позднеоплейстоценовых ледников, они продолжают формироваться и в настоящее время.

Лимний и палюстринные нерасчлененные отложения (I, рШ–Н) широко распространены на территории. Представлены торфом, супесями, суглинками и илами, алевролитами, иногда с маломощными прослоями песков. Залегают плащеобразно на водораздельных поверхностях равнинной части территории, выполняют низменности и котловины на равнинах и в горных областях. В низинах имеют повышенную (до 5–6 м), относительно водоразделов (до 2–3 м) – мощность. На водоразделах их мощность – нередко менее 0,5 м. Торф разной степени разложения, в основании часто в виде растительного войлока. Постоянно присутствуют ветки и стволы древесных растений, хорошей, как правило, сохранности, нередко встречаются надкрылья жуков. Перекрывают различные по возрасту и генезису отложения и образования, чаще всего залегают в пониженных частях рельефа морен разного возраста.

Максимальная мощность – до 9 м.

Элювиальные образования (еШ–Н) приурочены к плоским вершинам горных сооружений. В составе преобладают глыбы и щебень с супесчаным наполнителем в нижней части, мелкозем с поверхности, как правило, вымыт дождевыми и тальными водами. Породы исключительно местные. Размерность зависит от состава коренных пород и их состава (наличие даек, прослоев). На стойких к выветриванию (габбро, пироксениты) породах они состоят из глыбово-блочных образований, в среднем глыбы до 1 м, однако нередко глыбы свыше 4 м по длинной оси. Содержание мелкозема незначительное. Вблизи геологических границ материал, как правило, более мелкий. Относительно менее устойчивые (алевритовые, пелитовые туфы и т. п.) выветриваются до щебнисто-суглинистой массы. Основным агент формирования – физическое выветривание, влияние химического выветривания незначительно. Материал неокатан, 0-го, очень редко – 1-го класса.

Мощность отложений – до 3 м.

Делювиальные и десерпционные образования (d, drШ–Н) приурочены к пологим (5–15° склонам гор и предгорий Урала. Сложены щебнем с суглинисто-супесчаным заполнителем, с рассеянными небольшими глыбами. Перемещение обломочного материала происходит в основном за счет десерпции, мелкозема – преимущественно плоскостным смывом. Мощность покрова увеличивается вниз по склону.

Мощность отложений – 0,5–2 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (с, drШ–Н) приурочены к склонам переменной крутизны (15–90°). Образования на карте объединены, так как участки субвертикальных (70–90°) склонов крайне ограничены по площади, и не выражаются в масштабе картирования. Развита преимущественно на устойчивых к выветриванию породах, формирующих крупнообломочный материал при разрушении. Сложены разноразмерными обломками от щебня до глыб длиной до первых метров. Формируют на поверхности характерные плащи и конуса, с отчетливым увеличением мощности вниз по склону. В составе – исключительно местные породы.

Установленная мощность – свыше 2 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII–H) перекрывают пологие склоны (5–15°) гор и предгорий Урала, сложенных малоустойчивыми к выветриванию породами. Представлены щебнисто-суглинисто-супесчаными диамиктонами. Песчаные фракции обычно намываются в основании склонов дождевыми и талыми водами, глинисто-суглинистые оплывают под действием процессов солифлюкции, формируя на склоне характерные формы солифлюкционных террас и валиков аркообразной формы. Состав отложений соответствует составу пород, слагающих склоны.

Мощность в основании склонов – до 6 м.

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII–H) приурочены к полого-выпуклым вершинам (уклоны 0–5°), сложенным главным образом малоустойчивыми к выветриванию породам. При этом происходит некоторая сортировка материала – вынос и переотложение мелкозема вниз по склонам. Сложены в основном дресвяно-щебнистыми отложениями с супесчано-суглинистым наполнителем и рассеянными глыбами. Размер обломков – до 1 м, окатанность в основном 0-го, редко – до 1-го класса. На поверхности нередко формируются мерзлотные пятна-медальоны, формирующие сортировку материала в плане.

Мощность отложений – до 2 м.

В отличие от склоновых образований среднего звена неоплейстоцена–голоцена, начало их развития связано с отступанием (таянием) перекрывавших области их развития поздненеоплейстоценовых ледников. Образования продолжают формироваться в настоящее время.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Территория листа Q-41-XVI в значительной степени сложена магматическими горными породами. Район расположен на территории двух крупнейших палеозойских структурно-формационных зон (СФЗ) Полярного Урала – Зилаиро-Лемвинской и Войкаро-Щучинской. Они разделены зоной Главного Уральского надвига. Зилаиро-Лемвинская СФЗ относится к палеозойской палеоконтинентальной области Урала и сложена формациями рифтогенного этапа и пассивной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) и характеризуется соответственно весьма умеренным магматизмом преимущественно базальтового и базальт-риолитового составов.

Формации палеоокеанической области, напротив, сложены практически исключительно магматическими горными породами, относящимися к Полярно-Уральской офиолитовой ассоциации и Малоуральскому вулканоплутоническому поясу.

Кроме того, в зоне ГУН в районе присутствуют тектонические блоки, в составе которых участвуют предположительно докембрийские интрузивные образования, относимые к Хордьюско–Конжаковской СФЗ.

Докембрийские магматические и метаморфические образования

Дзеляюский ультрамафит-метагабброноритовый комплекс (vV_2d) выделен Д. Н. Ремизовым в бассейнах рек Верх., Сред. и Ниж. Дзеляю, где он характеризуется максимальным распространением и разнообразием слагающих его горных пород (листы Q-41-XX, XXI) [59]. На территории листа Q-41-XVI породы комплекса слагают горный массив Хордьюс, где ранее описывались под названием хордьюского комплекса, и представлены магматитами только основного состава, в различной степени измененными, метаморфическими.

Массив Хордьюс протягивается от верховьев р. Сред. Лагорта на севере до верховьев р. Пага на юге, слагая линзовидное тело длиной приблизительно 32 км и шириной до 3,5 км. Северо-западная граница тела маркирует зону ГУН, через которую породы массива контактируют с неравномерно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами пальникшорской пластыни. На востоке и юго-востоке наблюдается тектонический контакт между породами дзеляюского комплекса и кэршорским комплексом, входящим в состав Войкаро-Сыньинского офиолитового пояса.

Наибольший объем массива составляют метаморфизованные в различной степени габброиды с реликтами магматических пород в осевой части массива, а также клиноцоизитовые и гранатовые амфиболиты. Все породы характеризуются линейно-полосчатой, полосчатой или линзовидно-полосчатой текстурой, однородные текстуры редки. Отчетливо проявлена дометаморфическая полосчатость северо-западного простирания с субвертикальными или $70-85^\circ$ углами падения либо на юго-запад, либо на северо-восток. Такое направление полосчатости характерно для реликтов габброноритов и метагабброидов, метаморфизм которых происходил в доколлизийный этап, обнажающихся в приосевой зоне на юго-восточных склонах массива. Основная часть метаморфитов, как с ранним (друзиты и клиноцоизитовые амфиболиты), так и с поздним (гранатовые амфиболиты) коллизийным метаморфическим парагенезисом, имеет ориентировки полосчатости, в целом согласные с северо-восточным простиранием горного массива Хордьюс, которое параллельно общему тектоническому плану района. Падение этой полосчатости юго-восточное под углами $50-65^\circ$. Метаморфическая полосчатость сечется серией пересекающихся прямолинейных гранатосодержащих жил. Это либо тонкие, с диаметром гранатовых зерен, не превышающим 5 мм, либо мощные, до 35 мм гранат-клиноцоизит-скаполитовые жилы, иногда с оторочкой амфибола (до 20 мм). В ячейках между жилами сохраняется линейно-полосчатая текстура. Интенсивность наложенных преобразований максимальна в зоне приближенной к контакту с породами кэршорского комплекса. По мере удаления от контакта она убывает.

Породы комплекса имеют следующие петрографические и минералогические особенности.

Реликтовые магматические породы частично метаморфизованные в доколлизийный этап. Наиболее распространенными из сохранившихся магматических пород являются *габбронориты* (двупироксеновые габброгранулиты, согласно А. А. Ефимову и Т. А. Потаповой [32]). Они имеют полосчатую и линейно-полосчатую либо линзовидно-полосчатую текстуру, выражающуюся в переслаивании меланократовых и лейкократовых прослоев. Структура габбровая средне-мелкозернистая, иногда порфириовидная.

Главные минералы представлены клинопироксеном и ортопироксеном, плагиоклазом, в меньшей степени амфиболом первичным и титаномагнетитом, из аксессуарных отмечаются апатит, из вторичных – амфибол, более кислый плагиоклаз, иногда хлорит, клиноцоизит и парагонит.

Клинопироксен относится к группе авгита, имеет железистость от 30 до 34, содержание глинозема варьирует от 6,19 до 8,86 масс.%. Содержание Na_2O в клинопироксене достигает 1,45 масс.%. Ортопироксен по составу относится к гиперстену, более железистый – $x\text{Fe} = 36-41$. Концентрация глинозема в гиперстене колеблется от 4,68 до 6,03 масс.%. Плагиоклаз (лабрадор) образует гипидиоморфные зональные кристаллы. Центры представлены An_{57-63} , а каймы имеют более кальциевый состав (An_{62-64}). Титаномагнетит представлен ксеноморфными сидеронитовыми выделениями, содержащими взаимопрорастания магнетита и ильменита, содержания V_2O_5 в нем достигает 1,93 масс.%. Первичный амфибол формирует оторочки вокруг клинопи-

роксена, а также заполняет интерстиции, по составу относится к паргаситу, с повышенной концентрацией титана (TiO_2 2,12–3,13 масс. %), алюминия (Al_2O_3 – 15,9–16,9 масс. %) и магнезиальностью ($x\text{Mg}$) на уровне 53–61.

Вторичный амфибол эденит является менее глиноземистым (Al_2O_3 – 13,76 масс. %), низкотитанистым ($\text{TiO}_2 = 0,33$ масс. %), но при этом чуть более магнезиальным ($x\text{Mg} = 64$). Вторичный плагиоклаз (An_{17}) вместе с клиноцоизитом и паргаситом формируют по первичному плагиоклазу мелкозернистый симплектитоподобный агрегат.

Менее распространены *оливиновые метагабброиды* с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Они сложены клинопироксеном, соскюритизированным плагиоклазом, а также оливином, псевдоморфно замещенным хлоритом, зерна оливина оторочены келифитовыми каймами роговой обманки.

Метагаббро имеют реликтовую гипидиоморфнозернистую и новообразованную гранонематобластовую и коронитовую структуры. Текстура метагабброидов линейно-полосчатая, выражена либо чередованием лейкократовых и меланократовых зон, либо наличием тонколинзовидных скоплений цветных минералов или крупных овоидальных выделений пироксенов с оторочкой амфибола и эпидота. В породах сохранились первичные клинопироксен, частично амфибол в оторочках и участками плагиоклаз. Вокруг клинопироксена развита многослойная коронитовая оторочка, состоящая из каймы амфибола первичного (сохранился только вокруг некоторых индивидуумов клинопироксена, нескольких кайм амфибола вторичного с вростками кварца до 10 мкм, каймы клиноцоизита с червеобразными тонкими выделениями кварца до 10 мкм. Ширина каемок примерно составляет 100 мкм. По плагиоклазу частично развивается симплектитовый агрегат из кислого плагиоклаза, клиноцоизита и парагонита. Титаномагнетит полностью замещается титанитом и частично хлоритом. Рутил и иногда халькопирит формируют мелкую вкрапленность, приуроченную к темноцветным минералам. Породу пересекают тонкие наложенные прожилки хлорита и серпентина.

Клинопироксен метагабброидов менее магнезиальный по сравнению с таковым в габброноритах, относится также к группе авгита, имеет железистость от 28 до 34, содержание глинозема варьирует в нем от 4,89 до 6,82 масс. %. Содержание Na_2O в клинопироксене достигает 1,56 масс. %. Первичный плагиоклаз формирует гипидиоморфнозернистый агрегат вокруг темноцветных минералов, имеет зональное строение. Центры кристаллов сложены битовнитом (An_{71-72}), а каемки лабрадором (An_{58-62}). На участках, близких к клиноцоизит-кварцевой оторочке плагиоклаз приобретает менее кальциевый состав (An_{54}). Плагиоклаз (лабрадор) образует гипидиоморфные зональные кристаллы. Центры представлены An_{57-63} , а каймы имеют более кальциевый состав (An_{62-64}). Титаномагнетит представлен ксеноморфными сидеронитовыми выделениями, содержащими взаимопрорастания магнетита и ильменита, содержания V_2O_5 в нем достигает 1,93 масс. %. Первичный амфибол, сохранившийся локально в виде каемок вокруг клинопироксена, сложен так же, как и в габброноритах паргаситом (Al_2O_3 – 15,9–16,9 масс. %) с магнезиальностью

($x\text{Mg}$) на уровне 56, но с меньшей концентрацией титана ($\text{TiO}_2 - 1,25$ масс. %).

Вторичный амфибол в каймах представлен тремя типами. От пироксена к клиноцоизитовой кайме наблюдается смена низкоглиноземистых амфиболов все более глиноземистыми составами. На границе с клинопироксеном развит магнезиогорнблендит ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 5,54-6,57$ масс. %) с магнезиальностью ($x\text{Mg}$) на уровне 72 и низким содержанием титана ($\text{TiO}_2 -$ до 0,39 масс. %), содержащий наиболее крупные в коронах вросстки кварца. Эта кайма сменяется кварц-амфиболовой, кварц имеет тонкую червеобразную форму, амфибол относится к группе чермакита ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,59-13,89$ масс. %, магнезиальность на уровне 67–74, TiO_2 варьирует от 0,71 до 1,13 до 0,39 масс. %).

Кайма, примыкающая к плагиоклазу, сложена червеобразными взаимопрорастаниями кварца и клиноцоизита ($\text{Czo}_{79-81}\text{Ep}_{12-17}$). По плагиоклазу частично развивается симплектитовый агрегат из кислого плагиоклаза (An_{20}), клиноцоизита ($\text{Czo}_{78-94}\text{Ep}_{05}$) и парагонита.

Друзиты (метагаббро). Порода имеет коронитовую, участками нематобластовую структуру, такситовую (линзовидно-полосчатую) текстуру. Сложена овоидальными выделениями крупного клинопироксена, окруженного сложной короной амфибола и граната, в некоторых разновидностях метагаббро содержатся однослойные гранатовые короны с симплектитовыми прорастаниями шпинели вокруг клинопироксенов и титаномагнетитов. Между темноцветными полосами наблюдается агрегат зерен сосюритизированного плагиоклаза с равномерно рассеянным в этом агрегате клиноцоизитом.

Клинопироксен друзитов наиболее железистый по сравнению с таковым в других породах массива Хордьюс. Он принадлежит также к группе авгита, имеет железистость от 34 до 39, содержание глинозема варьирует в нем от 5,18 до 6,66 масс. %. Содержание Na_2O в клинопироксене достигает 2 масс. %.

Амфибол по составу относится к эдениту с варьирующей концентрацией натрия ($\text{Na}_2\text{O} - 1,72-2,14$ масс. %), алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,08-13,44$ масс. %) и пониженной магнезиальностью ($x\text{Mg} = 55-56$). Гранат формирует цепочки зерен на границе темноцветных минералов и плагиоклаза. Диаметр отдельных зерен варьирует от 0,1 до 0,5 мм. Гранат по составу является пироп-гроссуляр-альмандином, проявляет четкую зональность. Центры кристаллов имеют состав $\text{Alm}_{39-40}\text{Grs}_{25-32}\text{Prp}_{15-24}$, а каймы $\text{Alm}_{37-39}\text{Grs}_{30-32}\text{Prp}_{16-18}$. Содержание марганцевого компонента незначительно. Плагиоклаз (An_{39}) замещается агрегатом альбита, клиноцоизита и парагонита. В этом микрозернистом агрегате присутствуют самостоятельные зерна клиноцоизита ($\text{Czo}_{80}\text{Ep}_{19}$) с более железистой каймой ($\text{Czo}_{78}\text{Ep}_{22}$).

Клиноцоизитовые амфиболиты с нематобластовой структурой и линейно-полосчатой текстурой. Порода сложена призматическими зернами амфибола с рассеянными отдельными крупными зернами клиноцоизита. Амфибол по составу принадлежит к группам чермакита и магнезиогорнблендита с варьирующей концентрацией натрия ($\text{Na}_2\text{O} - 1,49-1,9$ масс. %), алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 13,43-15,03$ масс. %) и повышенной магнезиальностью ($x\text{Mg} = 81-87$). Наблюдается отдельное замещение крупных зерен амфиболом группы тремо-

лит-актинолита. Крупные (2–3 мм) зерна клиноцоизита имеют зональный состав, изменяясь от $\text{Czo}_{95-97}\text{Ep}_{03-06}$ в центре до $\text{Czo}_{93}\text{Ep}_{07}$ на краях. Мелкие (50 мкм) зерна эпидот-клиноцоизита развиты совместно с поздним амфиболом (тремолит-актинолитом).

Гранатовые амфиболиты наиболее широко развиты вдоль восточного края массива Хордьюс. Порода имеет такситовую текстуру, обусловленную пересечением клиноцоизит-амфиболового линейно-полосчатого матрикса клиноцоизит-скаполит-гранатовыми полосами различной мощности. В местах частого развития сетки тонких гранатовых жилок порода имеет однородную текстуру, но только в этих очень локальных участках она может называться гранатовым амфиболитом. Структура пород порфиробластовая с гранонематобластовой основной массой.

Амфибол матрикса кристаллосланцев по составу относится к паргаситу, но, по сравнению с этим же минералом из друзитов, он обладает повышенными концентрациями алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 14,77-15,43$ масс. %), натрия ($\text{Na}_2\text{O} - 1,89-2,49$ масс. %) и магнезиальностью ($x\text{Mg}$) на уровне 69–71, но меньшим содержанием титана ($\text{TiO}_2 - 0,77-1,42$ масс. %).

Клиноцоизит образует довольно крупные зональные призматические кристаллы, центры сложены маложелезистым клиноцоизитом ($\text{Czo}_{80-92}\text{Ep}_{07-19}$), а каймы – эпидот-клиноцоизитом ($\text{Czo}_{81-83}\text{Ep}_{16-17}$).

Гранат формирует отдельные индивидуальные субизометричные неправильной формы зерна размером от 0,5 до 5 мм, иногда до 10–15 мм, более крупные зерна обычно развиты в ассоциации со скаполитом и клиноцоизитом. Гранат содержит включения рутила, кварца и альбита. По сравнению с гранатом друзитов он более магнезиальный, центры зерен сложены гроссуляр-пироп-альмандином ($\text{Alm}_{32-40}\text{Prp}_{23-30}\text{Grs}_{22-27}$), а краевые, довольно узкие зоны представлены пироп-гроссуляр-альмандином ($\text{Alm}_{32-35}\text{Grs}_{28-30}\text{Prp}_{24-27}$).

Термобарометрическая эволюция пород массива Хордьюс тесно связана с геотектоническими условиями, влиявшими на преобразование пород. Температура кристаллизации габброноритов, оцененная по двупироксеновому термометру Курепина, составляла 1130 °С, а давление равнялось 10 кбар (геобарометр Хаммарстрёма). Метаморфические преобразования доколлизийного этапа, во время которых происходила твердофазная перекристаллизация, – клиноцоизит 3 + амфибол3 + альбит + гранат2 ± клиноцоизит ± скаполит.

Габбронориты, метагабброиды и метаморфиты являются породами основного состава. Содержание SiO_2 варьирует в них от 42,53 до 53,55 масс. % при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 0,4–3,85 масс. %. Породы относятся к нормальной серии и являются натровыми и калиево-натриевыми разновидностями. Глиноземистость (a') варьирует от 0,69 до 3,62. Большая часть пород является умеренно низкотитанистой (0,36–1,12 масс. % TiO_2) и умеренно высокотитанистой (1,58–1,62 масс. % TiO_2). В базитах прослеживается толеитовый тренд дифференциации, рост железистости, глиноземистости и суммарной щелочности с увеличением концентраций SiO_2 . На вариационной диаграмме Лутца $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$, разделяющей породы основного состава островодужных, спрединговых и континентальных рифтогенных обстановок, точки составов базитов массива Хордьюс тяготеют к тренду островных дуг. Следует

отметить высокие концентрации стронция в породах массива (в среднем 599 г/т) в отличие от амфиболитов пальникшорской пластины и метагабброидов кэршорского комплекса, где оно обычно не превышает 180 г/т.

Таким образом, образование поздних высокоградных (как по температуре, так и по давлению) парагенезисов в породах хордьюсского комплекса связано, очевидно, с процессами пространственного и структурного совмещения Хордьюсской пластины и Райзско-Войкарского аллохтона или, возможно, с более поздними перемещениями вдоль границы этих пластин (блоков). Предполагается, что в зоне контакта циркуляция флюида, способствующего метаморфизму пород, была наиболее интенсивной и ослабевала по мере удаления от нее к западу, где система оперяющих приконтактовых трещин была развита в меньшей степени.

Поздневендский возраст комплекса определяется радиологическими датировками [59, 109]. По единичным зернам циркона получены следующие датировки: $578 \pm 11,500$ и 350 млн лет. Мы интерпретируем их как возраст магматических пород, гранулитовый метаморфизм и высокобарический метаморфизм соответственно.

Исходя из вышеизложенного, нами предлагается следующая генетическая и геодинамическая модель формирования пород дзеляюского комплекса.

Формирование комплекса магматических пород с возрастом 578 млн лет происходило на ранней стадии раскрытия Палеоуральского океана. Дифференциация базитовых магм осуществлялась на значительных глубинах. О глубинной дифференциации свидетельствует не только наличие в породах шпинели, но и последующее преобразование их в гранулитовой фации. При этом были сформированы ультрамафические кумулаты и габброиды, образовавшие третий слой новой океанической коры. Последующее остывание привело к регрессивному метаморфизму и субсолидусным преобразованиям «сухих» пород в условиях гранулитовой, а «влажных» – в условиях амфиболитовой фации 500 млн лет назад. В дальнейшем в период 500–350 млн лет породы подвергались медленному остыванию, и часть из них была преобразована в эпидотовые амфиболиты. По-видимому, датировка в 350 млн лет фиксирует выведение изучаемых пород в верхние горизонты коры вследствие коллизионных процессов. Высокое одностороннее давление привело к преобразованию части из них в условиях глаукофансланцевой и эклогитовой фаций. Таким образом, Хордьюсский (Дзеляюский) блок представляет собой фрагмент наиболее древней океанической литосферы Палеоуральского океана.

Поздекембрийско-ордовикские гипабиссальные образования

Пожемский комплекс риолитовый (λC_3-O_{1p}). Название по руч. Пожемавис. Автор – И. А. Петрова [130]. На территории листа породы комплекса распространены в пределах Восточнолемвинского пакета покровов, где представлены цепочками даек, силлов, реже штоками. Мощность тел обычно колеблется от нескольких до 240 м при протяженности до 3 км. Вмещающими породами являются отложения погурейской и отчасти кокпельской свит.

Контакты с вмещающими породами интрузивные с апофизами и маломощными экзо- и эндоконтактовыми зонами.

Риолиты и трахириолиты с порфировой, реже афировой структурами, вкрапленники размером 3–22 мм (10–30%) представлены изометричными кристаллами кварца, калиевого полевого шпата (ортоклаза) и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (андезина). Основная масса фельзитовой или сферолитовой структуры, серицитизирована и состоит из тех же минералов и небольшого количества биотита и стильпномелана. В эндоконтактовых зонах некоторых тел отмечались рибекит и эгирин. Вторичные минералы – мелкие зерна эпидота, редкие кристаллы магнетита, волосовидные прожилки новообразованного кварца.

По химизму образования пожежского комплекса являются низкоглиноземистыми и отличаются резким преобладанием K_2O над Na_2O [130] (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав риолитов пожежского комплекса

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
2046/1	81,4	0,23	8,99	0,4	1,29	0,043	0,21	0,18	0,55	5,39	<,05	0,93	99,7

В пределах площади листа риолиты комплекса при проведении ГМК-200 датированы U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по единичным цирконам в верховьях ручьев Погурей-Соим. Полученная конкордантная датировка 510 ± 4 Ма отвечает среднему кембрию. По петротипическому району Дальний (лист Q-41-XXI) из массивов пожежского комплекса получены датировки в пределах 475–505 млн лет. С учетом того, что риолиты, как правило, прорывают отложения погурейской свиты, возраст комплекса принимается в интервале поздний кембрий–ранний ордовик. Хотя нельзя исключить, что в свете приведенных выше данных по возрасту риолитов, самые низы погурейской свиты могут иметь более древний среднекембрийский возраст.

Орангьюганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta O_{1-2}ol$). В состав данного комплекса включены долериты и габбродолериты, распространенные в ареалах развития погурейской, кокпельской, грубеинской и харбейшорской свит. Долериты и габбродолериты слагают sill и дайки, прорывающие вулканогенно-осадочные образования названных свит. Размеры тел варьируют от 1 до 200 м по мощности и от первых сотен метров до 2000 м в длину. Строение тел довольно однородное, наблюдается некоторое увеличение зернистости к центру sill. Появление миндалекаменных разностей и брекчирование пород в верхней части отдельных тел, а также местами наличие шаровой отдельности в долеритах свидетельствует о внедрении интрузий в водонасыщенные неконсолидированные осадки. Таким образом, орангьюганско-лемвинский комплекс формировался в целом синхронно с отложениями раннего–среднего ордовика.

Вмещающие породы – метаморфизованные до кварц-хлорит-серицитовых сланцев алевролиты и алевропелиты грубеинской и кокпельской свит нижне-го ордовика. В подошве тел развиты зоны ороговикования мощностью 1–2 м. В кровле явных экзоконтактовых изменений не наблюдается.

Габбродолериты сложены фенокристаллами и лейстами нацело соссюритизированного плагиоклаза (40–45%), крупными (более 15 мм) ойкокристаллами клинопироксена, полностью хлоритизированным стеклом (5–10%) и характеризуются пойкилоофитовыми, реже гломеропорфировыми среднезернистыми структурами, а в основном массивными однородными текстурами. Апатит (в ассоциации с рудным минералом) составляет около 1%. Ранний парагенезис вторичных минералов связан с постмагматическими изменениями габброидов. Представлен бурой роговой обманкой, кварцем, сфеном и, возможно, измененным плагиоклазом. Вторая минеральная ассоциация связана с этапами бластокатаклаза и образована бесцветным тремолитом, бледно-зеленым актинолитом, соссюритом, эпидотом, лейкоксеном и хлоритом.

Химический состав пород однообразен (табл. 3. Государственная... Q-41, 2007). Содержание в них SiO₂ 45–49 масс.%, суммы щелочей – 2–3,5 масс.%, при резком преобладании Na₂O над K₂O. По содержанию K₂O они относятся к низкокалиевому, реже умереннокалиевому типам. Характер распределения редких элементов (табл. 4) в долеритах и габбродолеритах близок к таковому в базальтах СОХ, однако они характеризуются повышенными содержаниями элементов КИР (рис. 3).

Таблица 3

**Химический состав долеритов и габбродолеритов
орангьюганско-лемвинского комплекса**

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
47,34	1,05	15,44	3,89	7,49	0,18	7,74	10,24	2,00	0,08	0,07	1,54	97,06
49,44	0,94	14,35	3,52	7,49	0,16	7,53	11,45	1,96	0,08	0,90	2,97	100,79
46,62	2,15	13,07	5,45	9,72	0,18	6,75	9,67	1,80	0,14	0,33	2,69	98,57
46,32	1,52	14,54	5,14	8,50	0,23	7,62	10,2	1,90	0,08	0,23	2,46	98,74
46,96	1,30	14,68	5,46	8,06	0,19	7,75	9,58	1,67	0,08	0,19	2,66	98,58

Таблица 4

**Редкоэлементный состав долеритов и габбродолеритов
орангьюганско-лемвинского комплекса**

Cs	Sr	Ba	Th	Ta	Hf	Zr	Cr	Co
0,76	425	4850	4,63	1,3	3,43	43	185	37,6

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
6,58	16,6	2,47	12,6	4,21	1,94	6,53	1,09	6,8	1,58	4,57	0,69	4,17	0,68

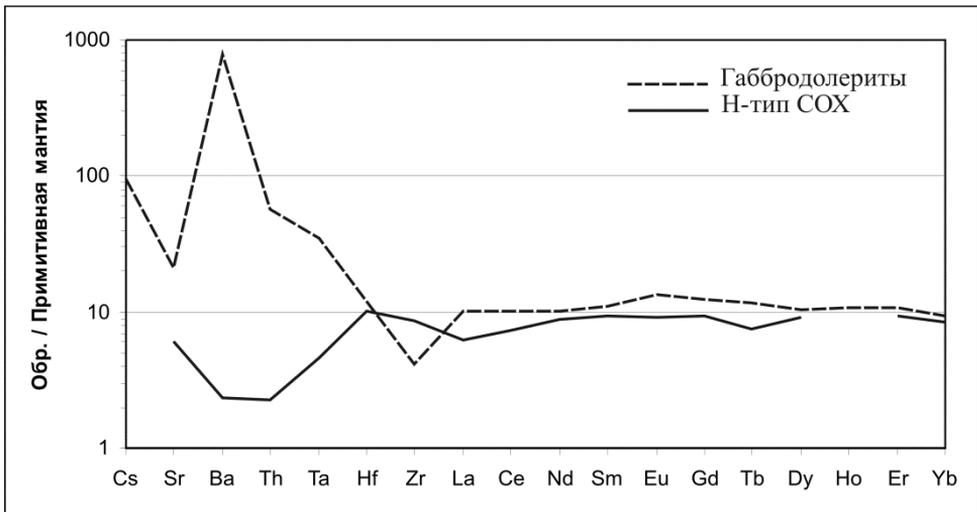


Рис. 3. Характер распределения редких элементов в габбродолеритах оранжево-красного комплекса.

Сплошная линия – базальты Н-типа СОХ [105].

Близость состава долеритов и габбродолеритов к составу вулканогенных пород и локализация среди вулканогенно-осадочных образований погурейской, кокпельской, грубеинской и харбейшорской свит позволяет предположить ранне-среднеордовикский возраст рассматриваемых пород.

Ордовикские интрузивные образования

Райзско-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\sigma, \text{v}\sigma, \text{v} - \sigma \text{O}_{1-2}rv$) впервые был выделен Ю. Е. Молдованцевым под наименованием войкаросынинского с возрастом ранний силур. С 1988 г. [37] за комплексом закреплено название райзско-войкарский с возрастом $\text{O}_3 - \text{S}_1$. Ультрамафические породы данного комплекса пользуются широким распространением на исследуемой территории, слагая крупный Погурейский блок, входящий в состав Войкаросынинского гипербазитового массива, простирающегося далеко за пределы рассматриваемой территории. Они представлены преимущественно гарцбургитами и дунитами. В резко подчиненных количествах присутствуют лерцолиты и шпиргово-жилые тела вебстеритов, энстатитов и диопсидитов.

Войкаро-Сынинский массив имеет длительную историю изучения. В разные годы его исследованием занимались Г. Л. Падалка [50], Г. П. Софронов [164, 165], С. Г. Беляевских, В. В. Зайков [117], А. Э. Граудинь, А. А. Савельев, Г. Н. Савельева, Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдованцев, А. П. Казак, [54], И. С. Чашухин, В. Ю. Алимов, Н. В. Вахрушева [167], Е. Е. Лазько [39], С. А. Щербаков [84], В. Ю. Алимов, Н. В. Вахрушева, А. В. Уханов и др. [116], А. Б. Макеев [41], П. М. Кучерина [137], А. М. Овечкин, Б. В. Первозчиков, И. И. Попов [152] и др. В результате этих работ собран богатый

фактический материал, составлены разномасштабные геологические и прогнозно-металлогенические карты, произведена оценка рудоносности массива. Крупномасштабные геологосъемочные, поисковые и тематические работы последних десятилетий [137, 152]; [65, 155] и др. позволили выявить детали внутреннего строения и структуры массива.

Гипербазиты райизско-войкарского комплекса в геофизических полях выделяются интенсивными положительными гравитационными аномалиями (25–40 мГал). Интенсивность аномалий нарастает в восточном направлении, что предполагает увеличение мощности гипербазитовых тел в этом направлении. Согласно геофизическим данным, массив имеет падение на восток, а его мощность увеличивается от 0,5–1,0 км в западной части до 8–10 км на востоке.

На исследуемой территории ультрамафиты слагают крупный Погурейский блок, протягивающийся в северо-восточном направлении на 60 км от верховьев р. Погурей на юго-западе до р. Хойла на северо-востоке. После резкого увеличения ширины выхода гипербазитов в верхнем течении р. Погурей она остается более или менее постоянной на протяжении всего блока и составляет 10–15 км, несколько сужаясь лишь в бассейнах рек Мал. и Бол. Лагорта (до 7 км). Погурейский блок представляет собой надвиговую пластину, падающую в юго-восточном направлении. Северо-западный контакт ультрамафитов с породами грубешорской свиты, пальникшорской толщи, дзеляюского (хордьюсского) комплекса и погурейской свиты тектонический. В зоне контакта вмещающие породы будинированы, милонитизированы, рассланцованы и метаморфизованы, а ультрамафиты превращены в серпентиновые сланцы и амфибол-серпентиновые милониты с юго-восточным падением сланцеватости. Видимая мощность зоны серпентиновых сланцев колеблется от нескольких до 400 м. В верховьях рек Прав. и Сред. Лагорта ультрамафиты в зоне контакта насыщены дайками, ветвящимися жилами плагиогранитов погурейского комплекса. На юго-востоке ультрамафиты граничат с породами кэршорского комплекса. Контакт имеет северо-восточное простирание, с крутым (50–60°) падением на юго-восток. Все это, наряду с широким развитием в зоне контакта рассланцованных пород, катаклазитов, а на юго-западном его продолжении (листы Q-41-XXI, Q-41-XXII) милонитов и даже ультрамилонитов свидетельствует о его преимущественно тектоническом характере. Тем не менее, в гипербазитах изредка отмечаются дайки и мелкие тела метагабброидов, которые наблюдались нами в бассейне рек Лагортагарт и Лабогей и, по данным Н. Б. Кузнецова с соавторами [135], в бассейне руч. Дзеля–Лабогейшор. Ряд даек представлен метагабброидами, преобразованными в гранатовые амфиболиты, весьма схожими с породами дзеляюского комплекса (р. Лабогейгарт и отдельные дайки р. Лабогей). Дайки габброидов в гипербазитах отмечают и другие исследователи [133].

На рассматриваемой территории гипербазиты представлены преимущественно гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов и резко подчиненным – лерцолитов. По данным предшествующих детальных работ [152], среди них выделяются три характерные вещественные ассоциации: дунитовая (σ), гарцбургитовая ($\nu\sigma$) и промежуточная дунит-гарцбургит-

гитовая ассоциация ($v-\sigma$), представленная гарцбургитами с сетчатymi, полосчатыми и жилообразными выделения дунитов.

Для наиболее распространенных гарцбургитов комплекса характерна полосчатость, обусловленная переменным содержанием энстатита в прослоях неравномерной мощности. Преобладает чередование 5–20–40-сантиметровых полос с содержанием 10–20–40% энстатита, тогда как 1–2-сантиметровые полосы сложены энстатитовым дунитом или оливиновым энстатитом. Полосчатость гарцбургитов проявлена неравномерно. Помимо отчетливо полосчатых разновидностей присутствуют массивные, грубо-, и неяснополосчатые породы [135]. Среди гарцбургитов изредка встречаются реликты лерцолитов.

В пределах массива выявлены крупные желобовидные складчатые структуры («синформы»), с которыми генетически связано развитие системы линейных зон пластично-сколовых деформаций [64, 84]. В ядерных частях складчатых структур располагаются крупные дунитовые тела штокообразной и неправильной формы. Размер их достигает 1–3 км по длинной оси. Крупные тела дунитов обычно окружены ореолами пересекающихся прямолинейных жилоподобных тел дунитов и жил пироксенитов, хромититов. В строении жильного ореола вокруг крупных дунитовых тел выделяется грубо выраженная зональность [133].

Непосредственно к крупным дунитовым телам примыкает зона, представленная густой сетью жилоподобных тел дунитов неправильной формы, мощностью от 30–40 см до 1–3 м. В центральных частях тел дунитов выявлены участки гарцбургитов. Изредка дуниты содержат шпировые скопления хромшпинелей. Внутренняя зона сменяется гарцбургитами с сетью пересекающихся линейных жилоподобных тел дунитов. Мощность их небольшая – от первых до 20–30 см. Объем составляет 5–10%. Далее количество дунитов постепенно уменьшается вплоть до полного их исчезновения. В отдельных случаях крупные дунитовые тела не сопровождаются ореолом дунитовых выделений в гарцбургитах. С данными образованиями связано формирование хромитового оруденения глиноземистого типа [133].

Помимо вышеперечисленных пород достаточно широким распространением пользуются энстатититы, вебстериты и диопсидиты, слагающие жилобразные тела. Образование систем жил не было одноактным: первыми формировались дунит-энстатит-диопсидовые обособления в системе полосчатости гарцбургитов и только на следующем этапе – жилы, секущие полосчатость [135].

Вышеописанные полосчатые и складчатые структуры, как правило, несогласны по отношению к границам массива, что предполагает их формирование в мантийных условиях [65, 84, 155]. Это, наряду с субвертикальным падением жил различного состава, свидетельствует о том, что первичное субгоризонтальное залегание офиолитовой ассоциации практически не было нарушено на стадии выведения его в верхние горизонты коры.

Гарцбургиты представляют собой среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной или полосчатой текстурами. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет

пород. Гарцбургиты содержат переменные количества ортопироксена. В полосчатых разновидностях его содержания колеблются от 10 до 40 масс. % в различных полосах. Обычно же его количество составляет 10–15 масс. %. Гипидиоморфные зерна ортопироксена размером 1–3 мм занимают чаще всего совершенно определенную позицию, располагаясь в интерстициях между крупными (4–8 мм) гипидиоморфными кристаллами оливина и образуя иногда неполные келифитовые каймы вокруг него. Это обуславливает панидиоморфную или аллотриоморфную (с элементами келифитовой) структуру пород (рис. 4). В некоторых разновидностях отмечается клинопироксен (первые проценты), в виде мелких (0,3–1 мм) ксеноморфных зерен. Породы нередко в различной степени катаклазированы. В этих разновидностях присутствуют уплощенные прямоугольной или близкой к ней формы кристаллы оливина, в которых наблюдаются двойники скольжения. Между этими кристаллами располагаются удлинненные зерна ортопироксена. Степень дробления пород различна. Наиболее измененные разновидности характеризуются цементной структурой, обусловленной наличием мелких обломков кристаллов оливина и пироксена, окружающих сохранившиеся от дробления более крупные зерна. Оливины из гарцбургитов принадлежат к высокомагниевым разновидностям с количеством форстеритового минала 81–85 %. Ортопироксен соответствует почти чистому энстатиту с содержанием ферросилитового минала 12–18 %. Клинопироксен представлен диопсидом с количеством гиденберги-

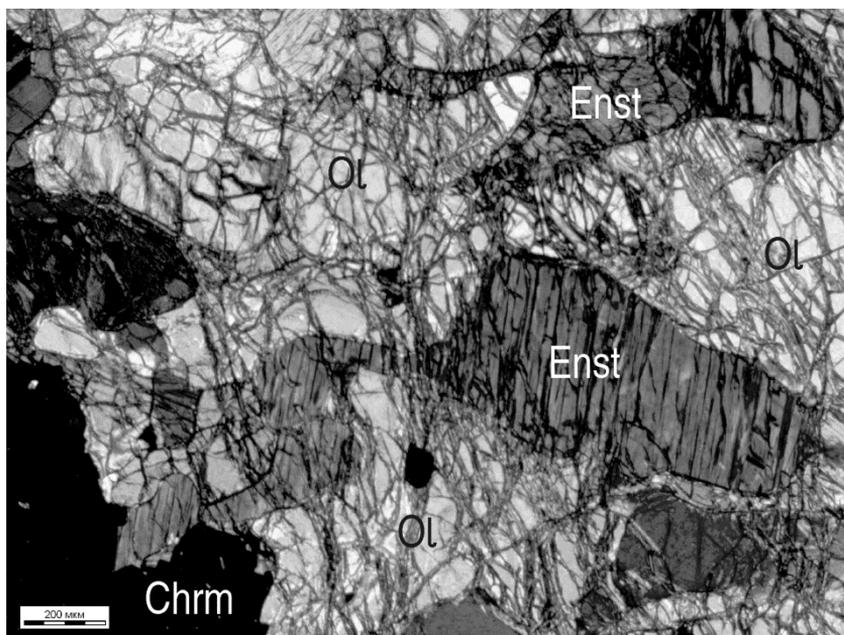


Рис. 4. Гарцбургит с гипидиоморфнозернистой структурой. (обр. 101/1, верховья р. Вылю, Погурейский блок Войкаро-Сынинского массива, ув. 5х, николи+).

Enst – энстатит, Ol – оливин, Chrm – хромитит.

товой составляющей 7–12 % (прил. 8.1). В гарцбургитах в небольших количествах обычно присутствуют хромшпинелиды. В нерудных образцах хромшпинелиды распространены в виде мелких изометричных округлых и неправильных зерен размером от 0,01 до 2–3 мм. Отмечаются как высокохромистые, так и глиноземистые разновидности, при этом и те и другие могут присутствовать в пределах ограниченных площадей и даже одного образца. Примером может служить детально изученные нами хромшпинелиды Лабогейского рудного узла (прил. 8.1). Гарцбургиты в различной степени изменены: серпентинизированы, амфиболизированы.

Дуниты представляют собой среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Дуниты характеризуются равномернозернистой, панидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурами, массивными текстурами. Размер зерен оливина от 1,5 до 2,5 и от 2,5 до 5 мм в различных по зернистости разновидностях. Серпентинизация в них проявлена по отдельным извилистым трещинам и по краям зерен оливина. В более измененных породах наблюдается петельчатая структура. В сильно серпентинизированных и катаклазированных дунитах (серпентиновых сланцах) нередко отмечается широкое развитие магнетита, слагающего цепочки зерен, располагающихся параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости. Оливин в дунитах характеризуется высокой магнезиальностью (прил. 8.1). Количество форстеритового минала несколько выше, чем в гарцбургитах, и составляет 85–89 %. Второстепенным минералом дунитов иногда является энстатит. В качестве акцессорного минерала присутствует небольшое количество хромшпинелида, представленного как высокохромистыми, так и глиноземистыми разновидностями. Состав хромшпинелидов из руд Лабогейского рудного узла представлен в прил. 8.1. Как видно из таблицы, они обладают несколько различной хромистостью, глиноземистостью и железистостью, хотя статистически преобладают глиноземистые разновидности. Помимо этого, при микронзондовых исследованиях в рудных образцах обнаружен ряд специфических минералов. Это различные сульфиды и минералы платиновой группы (прил. 8.1).

Лерцолиты – среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Состоят из оливина 70–75 %, энстатита 15–20 %, диопсида 5–7 % и хромшпинелида – около 1 %. Наряду с преобладающими равномернозернистыми разновидностями встречаются лерцолиты с порфиroidными зернами энстатита и оливина и гломеровидным распределением минералов. Рисунок структуры полигональнозернистый; полосчатые текстуры и линейность, как правило, отсутствуют. Лерцолиты менее серпентинизированы, чем гарцбургиты; их небольшие тела среди оливин-антигоритовых пород практически не содержат серпентина.

Энстатититы, вебстериты и диопсидиты слагают жилообразные тела. Они представляют собой средне- и крупнозернистые, равномернозернистые

породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Данные образования отличаются лишь количественными соотношениями пироксенов.

Химический состав дунитов и гарцбургитов (прил. 8.2) малоинформативен в плане различия данных пород. Все они обладают низкой кремнеземистостью (SiO_2 в среднем составляет 42,5 масс. % в пересчете на сухой остаток), низкой железистостью (обычно 7–10), крайне низким содержанием TiO_2 (сотые процента), Al_2O_3 (десятые процента), CaO (десятые процента) и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – сотые процента), что заметно ниже, чем средние значения для гарцбургитов и дунитов океанов [77]. Напротив, содержания MgO в породах аномально высоки (до 52 масс. % в пересчете на сухой остаток). Отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ также высоки и достигают значений 50 и более, в среднем составляя 30. Подобные химические особенности в большей степени присущи коматиитам, однако сходными особенностями обладают и некоторые кумулятивные или реститовые ультрамафиты [79].

Содержания редких и редкоземельных элементов в гипербазитах райизско-войкарского комплекса (прил. 8.3) низки и часто находятся вблизи и ниже порога чувствительности анализа, что не позволяет анализировать характер их распределения. Для редкоземельных элементов начала ряда характерны содержания, составляющие 0,05–0,5, для середины – 0,02–0,2 и для конца – 0,05–0,4 хондритовых значений. При этом каких-либо значительных различий в концентрациях РЗЭ для рассматриваемых типов пород не наблюдается. Характерен весьма сходный U-образный характер их распределения во всех гипербазитах (рис. 5). Широкие вариации содержаний РЗЭ объясняются, с одной стороны, ошибками анализа (содержания ряда элементов близки к порогу чувствительности анализа), с другой – неодинаковой степенью плавления мантийного субстрата даже в пределах ограниченных площадей.

Все это позволяет говорить о крайней деплетированности гипербазитов в отношении ряда породообразующих и редких элементов. Это подразумевает, что рассматриваемые породы являются тугоплавким мантийным остатком после выплавления (без сомнения неоднократного) базальтовых или пикритовых магм.

Ультрамафические породы райизско-войкарского комплекса в той или иной степени подвержены процессам метаморфизма. Метаморфизм гипербазитов Полярного Урала детально изучен Н. И. Брянчаниновой [5]. Выделено два этапа метаморфических преобразований: регрессивный и прогрессивный.

Выявлено четыре фации регрессивного метаморфизма: антофиллитовая, тальковая, антигоритовая, лизардитовая. Им соответствуют следующие типоморфные ассоциации минералов: антофиллит + оливин, тальк + актинолит + хлорит, антигорит + оливин, лизардит + брусит + магнезит. Степень серпентинизации пород составляет в среднем около 50 % [42], слабо возрастая к краевым частям. В центральной части массива сохраняются участки практически неизмененных пород. Изменения отвечают условиям зеленосланцевой фации и носят изохимический характер. В целом такая последовательность согласуется с экспериментальными данными [99, 6] и, очевидно, связана с

последовательным охлаждением и гидратацией ультрамафитов при их поднятии в верхние горизонты коры. Это подтверждается и изотопным составом воды, который указывает на ее морскую природу [5].

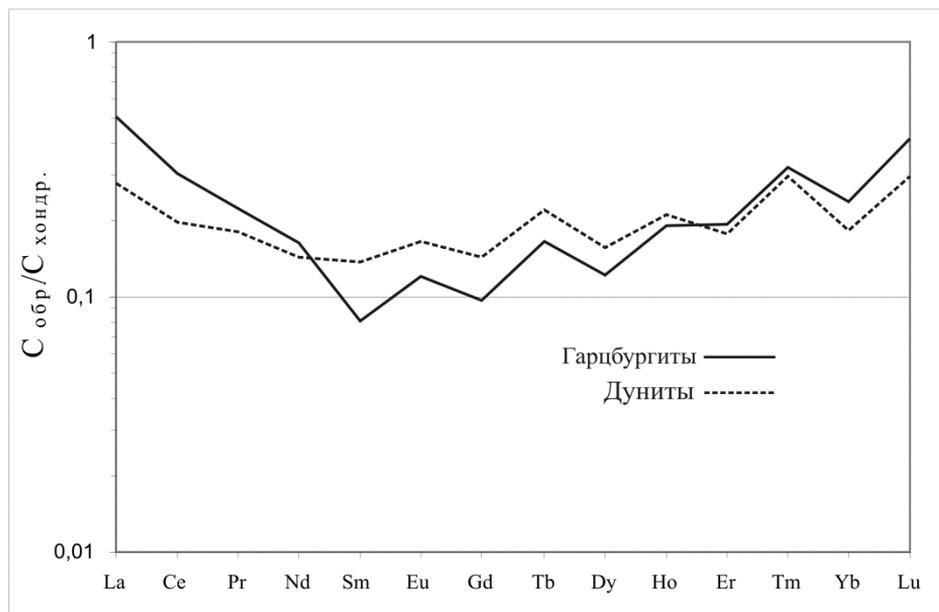


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гарцбургитах и дунитах райзско-войкарского комплекса.

Гарцбургиты – сплошная линия (среднее из 16), дуниты – пунктирная линия (среднее из 29).

Прогрессивный этап метаморфизма, по Н. И. Брянчаниновой, имеет локальное проявление и включает следующие фации: энстатитовая, тремолитовая, антигоритовая (войкаритовая), хризотиловая, лизардитовая. Им соответствуют следующие типоморфные ассоциации минералов: энстатит + оливин + магнетит, тремолит + тальк + магнетит, оливин + антигорит + магнетит, хризотил + брусит + магнетит, лизардит + брусит + магнетит. С этим этапом связано формирование комплекса метаморфизованных ультрабазитов, включающих амфибол-тальк-оливиновые, антигорит-оливиновые массивные и сланцеватые породы и рекристаллизованные пегматоидные дуниты. Площадь распространения пород составляет не менее 35 % от общей площади комплекса. Они слагают зоны переменной мощности (от первых метров до 400 м). Падения зон – юго-восточные под углами от 5 до 50°. Строение зон неоднородно вследствие резкоградиентных условий метаморфизма, отвечающих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. На основании данных по изотопии воды, в оливин-антигоритовых породах Н. И. Брянчаниновой [5] сделан вывод о наследовании изотопного состава водорода воды антигоритом, замещающим лизардит-бруситовую ассоциацию петельчатых серпентинитов.

Если регрессивный этап метаморфизма легко объясним с точки зрения геодинамики (остывание и метаморфизм реститов по мере отодвигания их от оси СОХ), то относительно прогрессивного этапа встает вопрос о процессе, который мог бы привести к его проявлению. Давно известно [4, 102], что метаморфические изменения серпентинитов сильно зависят от температуры и почти нечувствительны к давлению. Поэтому проявление локального прогрессивного метаморфизма можно было бы связать с локальным повышением температуры в пределах гипербазитовых тел при выведении их в верхние горизонты коры. Однако безводная ассоциация (энстатит + оливин + магнетит) возникает при достаточно высоких температурах (около 900 °С), до этой температуры остается устойчивым брусит. Какие процессы могли привести к столь значительному повышению температуры? Вероятно, это могло быть связано с внедрением высокотемпературных расплавов, таких как бонинитовые еще в мантийных условиях. Если это так, то проявление прогрессивного метаморфизма можно считать важным поисковым критерием хромитового оруденения.

Последующие этапы изменения связаны с тектоническими преобразованиями ультрабазитов и носят локальный характер. Продукты метаморфизма представлены хризотиловыми серпентинитами и тальк-серпентиновыми породами.

Помимо описанных, в пределах Войкаро-Сынинского массива и в частности Пайерской тектонической пластины, в гипербазитах проявлены специфические метаморфические процессы преобразования в высокобарических условиях с формированием жадеититов. Жадеититы располагаются в пределах западной приконтактной части массива. Формирование их связывается со сложными процессами взаимодействия флюида, содержащего необходимые для образования жадеита компоненты (в частности Na), с серпентинизированными гипербазитами над зоной субдукции при давлениях $> 5-6$ кбар, $P_{H_2O} = P_{общ.}$ и в отсутствии кварца [94]. Считается, что формирование флюида происходит в зоне субдукции в результате дегидратации затянутого в нее осадочного материала на больших глубинах вплоть до глубин перехода голубых сланцев в эклогиты [103].

Вопрос о возрасте гипербазитов райизско-войкарского комплекса не может иметь однозначного решения. Здесь важно определиться, что, собственно, понимать под возрастом данных горных пород: 1) первоначальное, очевидно, раннедокембрийское формирование их субстрата; 2) этапы их преобразования в ходе различных петрогенетических процессов, также, очевидно, многоэтапных; 3) последний из этих процессов, определивший современный облик райизско-войкарского комплекса или, наконец, 4) возраст офиолитообразования, т. е. возраст выведения их на поверхность. Кроме того, 5) на облик комплекса могли повлиять и процессы коллизии Восточно-Европейского палеоконтинента (Балтии) с Сибирским в том случае, если офиолиты эксгумировались до этой коллизии. В настоящее время большинство исследователей полагает, что гипербазиты представляют собой сильно истощенный мантийный рестит, испытавший несколько актов частичного плавления. Имеются две датировки ультрамафитов райизско-войкарского комплекса. Первая по-

лучена Г. Н. Савельевой с соавторами [66] уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона из хромитов и составляет 600 млн лет. Вторая – рений-осмиевым методом [3] и соответствует 585 ± 6 млн лет. Если говорить о возрасте гипербазитов относительно эволюции Палеоуральского океана, то, несомненно, что начало преобразований мантийного субстрата связано с начальными стадиями раскрытия океанического бассейна и происходило около 600 млн лет назад, а возможно, и ранее. Последние же крупные преобразования, вероятно, происходили в надсубдукционной обстановке в позднем ордовике при формировании кэршорского комплекса (около 450 млн лет назад). При коллизионных процессах в карбоне и перми сформировались серпентинитовые меланжи и зоны серпентинитовых милонитов внутри массива.

Согласно материалам [139], принимается ранне-среднеордовикский возраст райизско-войкарского комплекса.

Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый ($\sigma, \sigma\sigma, \nu, \nu O_{2-3k}$) впервые был выделен Ю. Е. Молдаванцевым [46] как силурийский. В состав кэршорского комплекса входят полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, плагиоклазовые клинопироксениты, габбро, оливиновые габбро, троктолиты, анортоизиты и однородные габброиды, часто метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Эти образования располагаются восточнее поля развития райизско-войкарских гипербазитов. Объем кэршорского комплекса трактуется неоднозначно. Обычно в его состав включаются как полосчато-чередующиеся дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, плагиоклазовые клинопироксениты, габбро, оливиновые габбро, троктолиты и анортоизиты, располагающиеся обычно непосредственно у контакта с райизско-войкарскими гипербазитами, так и однородные габброиды, залегающие далее к востоку. Н. Б. Кузнецов с соавторами [135] относят к кэршорскому комплексу лишь полосчато-чередующиеся базиты и гипербазиты, распространенные как в юго-восточном, так и в северо-западном обрамлении гипербазитового массива. Тем не менее, «западные» метагабброиды заметно отличаются от кэршорских как по вещественному составу, так и степени метаморфизма, а восточные по своим геохимическим характеристикам неотличимы от однородных. Поэтому мы относим к кэршорскому комплексу породы «полосчатого комплекса» и «изотропные» габброиды, распространенные в юго-восточном обрамлении райизско-войкарских гипербазитов. Петротип кэршорского комплекса находится на участке между реками Труба-Ю и Лагортаю и описан А. А. Савельевым как трубаюская формация (прил. 6).

На территории листа породы кэршорского комплекса слагают непрерывную полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении от р. Кокпела на юге до р. Труба-Ю на севере. Ширина их выходов 1,5–9 км. На северо-западе породы кэршорского комплекса повсеместно граничат с райизско-войкарскими гипербазитами. Контакт большей частью тектонический, имеет северо-восточное простирание. В зоне контакта широко развиты милониты как по габброидам, так и по гипербазитам. Ширина милонитизированных пород различна, но обычно составляет десятки метров. На юго-востоке габ-

броиды кэршорского комплекса граничат с гранитоидами собского комплекса. Контакт повсеместно тектонический. В зоне контакта широко развиты милониты по габброидам и гранитоидам. Особенно мощная зона милонитов шириной 1–1,5 км наблюдается в бассейне р. Мал. Лагорта. Менее мощные зоны отмечены в бассейнах рек Кокпела, Погурей, Бол. Лагорта. Часть из этих образований, напоминающих скрытокристаллические породы, ошибочно принималась за лагортаюский комплекс параллельных даек, а менее раздробленные породы, располагающиеся среди ультрамилонитов, – за скрины.

В пределах полосчато-переслаивающихся базитов и ультрабазитов отмечается субвертикальное или крутое падение контактовых поверхностей на юго-восток. Характерна невыдержанность состава отдельных полос по простиранию. Контакты различных разновидностей как постепенные, так и резкие. Здесь же участками присутствуют габброиды с полосатой текстурой, обусловленной частым чередованием лейкократовых и меланократовых полос, обогащенных клинопироксеном или плагиоклазом вплоть до образования пироксенитов и анортозитов. Мощность полос обычно не превышает первые сантиметры, реже доходит до десятков сантиметров. Переходы между различными разновидностями постепенные, но в целом падение контактов также вертикальное или юго-восточное. Большинство авторов относит переслаивающиеся базиты-ультрабазиты к первой фазе внедрения кэршорского комплекса, а однородные габброиды – ко второй, что не имеет веских оснований.

Однородные габбро имеют зеленовато-серую окраску, мелко-, реже среднезернистую структуру, массивную текстуру. В зонах катаклаза и милонитизации они преобретают катакластическую и милонитовую структуру. Клинопироксениты распространены среди габброидов обычно в виде небольших неправильной формы тел. Они имеют темно серую окраску, среднезернистую, реже крупнозернистую структуру и однородную текстуру. Часто они ассоциируются с прорывающими их жилами габбропегматитов. Контакты между клинопироксенитами и габбро резкие, но интрузивных соотношений не наблюдается.

Дуниты по внешнему виду неотличимы от райизско-войкарских. Это среднезернистые и реже мелкозернистые породы с панидиоморфной или аллотриоморфной структурами. Свежие разновидности встречаются редко. Обычно породы сильно серпентинизированы, вплоть до образования серпентинитов. Степень серпентинизации составляет, как правило, 50–60%. Единственным отличием их от дунитов райизско-войкарского комплекса является несколько повышенная железистость (13–18 против 7–8).

Клинопироксениты, верлиты и оливиновые клинопироксениты и их плагиоклазовые разновидности представляют собой мелко-среднезернистые равномернозернистые породы темно-серого до светло-серого с зеленоватым оттенком цвета. Породы отличаются лишь количественными соотношениями клинопироксена и оливина, присутствием и отсутствием плагиоклаза. Они достаточно сильно изменены (серпентинизированы, оталькованы, амфиболизированы, эпидотизированы). Главной петрологической особенностью пород является угнетенное положение оливина относительно клинопироксена. Пи-

роксен слагает относительно крупные (до 2–2,5 мм) идиоморфные кристаллы, в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные зерна оливина, заполняющие межзерновое пространство. Это свидетельствует о том, что, по крайней мере, на определенном этапе становления комплекса клинопироксен был первой ликвидусной фазой.

Габброиды, находящиеся в переслаивании с ультрамафитами, по внешнему виду несколько отличны от однородных. Они характеризуются большей степенью изменения и более блеклыми окрасками. Преимущественно это метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации габброиды, представляющие собой эпидот-клиноцоизит-амфиболовые породы. В некоторых разновидностях присутствуют реликты плагиоклаза и клинопироксена (диопсида). Плагиоклаз представлен битовнитом или анортитом. Реже встречаются измененные оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты, габбронориты.

Однородные габбро кэршорского комплекса также обычно изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В большинстве случаев породы сложены амфиболом (актинолитом, куммингтонитом, реже роговой обманкой), развивающихся по клинопироксену и клиноцоизит-эпидотовым агрегатом по плагиоклазу. Неизмененных разновидностей не обнаружено. В некоторых разновидностях присутствуют реликты клинопироксена и плагиоклаза. В этом случае плагиоклаз представлен битовнитом и анортитом, клинопироксен – диопсидом.

Химический состав пород кэршорского комплекса весьма своеобразен (прил. 8.4). В первую очередь это касается габброидов. Примечательно, что по своим геохимическим особенностям полосчатые и однородные габброиды неотличимы друг от друга. Для них характерно пониженное содержание кремнезема, колеблющееся от 39 до 49 масс.%, очень редко до 52 масс.%, низкие содержания суммы щелочей, редко превышающие 2 масс.% крайне низкое содержание TiO_2 (менее 1 и обычно менее 0,5 масс.%). Содержания MgO – 10–18 масс.%, CaO – 5–13 масс.%. K_2O никогда не превышает 0,5 масс.% и обычно находится около значений 0,1 масс.%, а Na_2O , как правило, меньше 2 масс.%. Степень окисленности железа ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, ат. кол.) в габброидах не превышает 0,3. Это свидетельствует о кристаллизации расплавов в восстановительных условиях, что не способствует кристаллизации магнетита.

Для габброидов характерно крайне низкое (ниже, чем в Н-тип СОХ базальтах, иногда на порядок и более) содержание редкоземельных и ВЗИ элементов при достаточно широких их вариациях (рис. 6, прил. 8.5). Содержания элементов КИР близки к значениям, характерным для базальтов Н-типа СОХ и в некоторых случаях несколько (но незначительно) превышают их. Характерны весьма схожие профили распределения редких и редкоземельных элементов во всех габброидах. По характеру распределения и концентрациям редкоземельных элементов породы сходны с коматиитами и пикритами (рис. 7), что выражается в обеднении пород легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых и элементов середины ряда. В ряде случаев отмечается положительная европиевая аномалия. На рис. 8 показано распре-

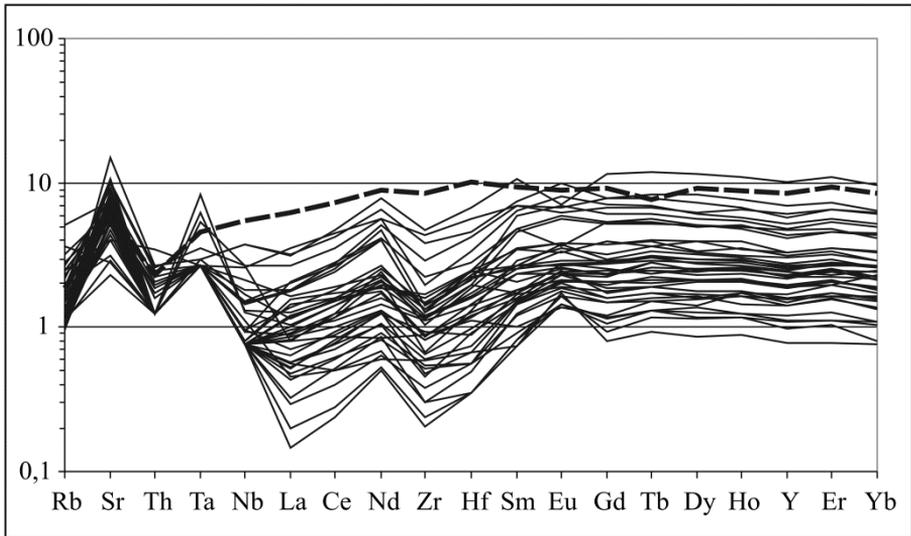


Рис. 6. Характер распределения редких элементов в породах кэршорского комплекса.
 Пунктирная линия – базальты N-типа COX (нормировано по примитивной мантии [105]).

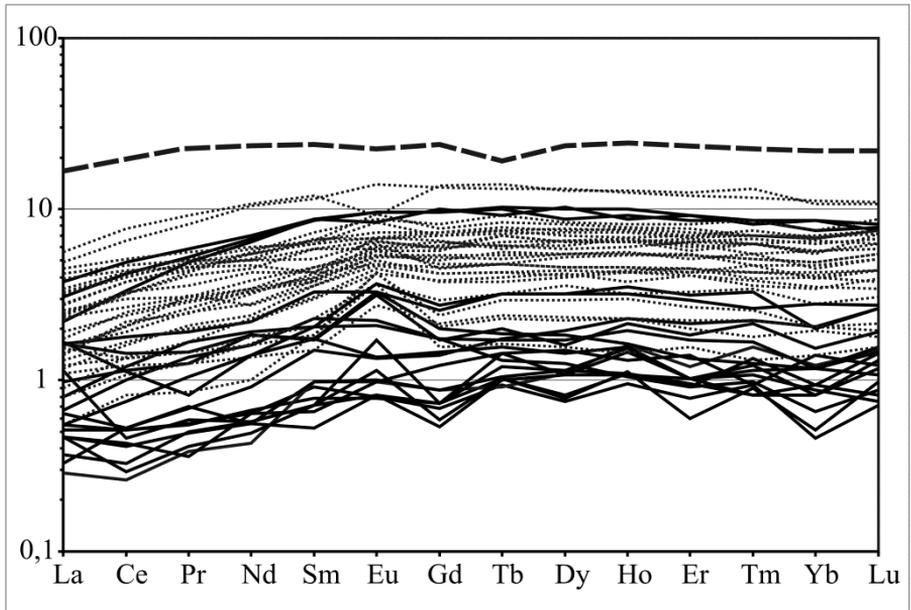


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в породах кэршорского комплекса (нормировано по хондриту [90]).

Сплошные линии – клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты и верлиты; точечные линии – габброиды; пунктирная линия – базальты N-типа COX.

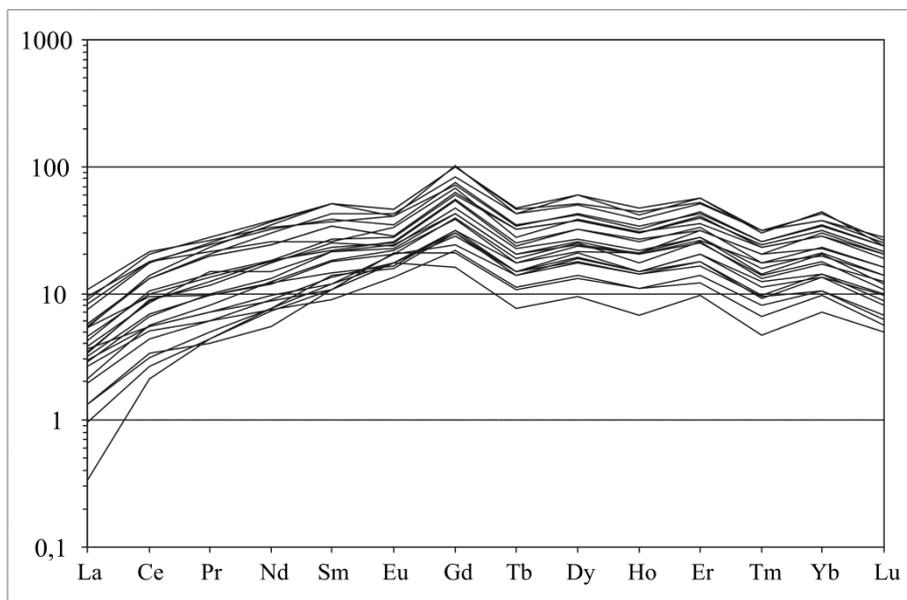


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в породах кэршорского комплекса, нормированных к гарцбургитам райизско-войкарского комплекса.

деление редкоземельных элементов в породах кэршорского комплекса, нормированных к гарцбургитам райизско-войкарского комплекса. Из рисунка видно, что только концентрации редкоземельных элементов середины ряда достигают 100-кратных значений для гарцбургитов, тогда как содержания легких и тяжелых РЗЭ превышают концентрации этих элементов в гарцбургитах максимум в 30–40 раз, а лантана – лишь в 10 раз и иногда аналогичны таковым в гарцбургитах.

Химический состав верлитов, оливиновых клинопироксенитов и клинопироксенитов отражает их минералогию. Характерными особенностями являются низкие содержания TiO_2 и щелочей. Они обладают статистически более низкими, чем габброиды, но вполне сопоставимыми содержаниями редкоземельных и редких элементов (рис. 8). Отмечаются широкие вариации содержаний редкоземельных элементов.

Крайне низкие содержания редкоземельных и ВЗИ элементов (заметно более низкие, чем в Н-тип СОХ базальтах) и несколько повышенные концентрации элементов КИР в габброидах кэршорского комплекса свидетельствуют о невозможности их образования путем частичного плавления деплетированного источника, аналогичного таковому для Н-типа СОХ базальтов. Такие особенности, а также очень низкие содержания TiO_2 сближают габброиды с бонинитами. Это свидетельствует о том, что габброиды кэршорского комплекса могли образоваться путем частичного плавления более деплетированного источника, чем источник базальтов Н-типа СОХ. Большинство исследователей полагают, что тугоплавким остатком после выплавления кэршорских

габброидов являются гипербазиты райизско-войкарского комплекса [65, 135, 155]. Однако содержания редкоземельных элементов и особенно легких) в габброидах слишком малы, чтобы такое предположение было правдоподобным.

Помимо этого, габброиды характеризуются широкими вариациями содержания редких и редкоземельных элементов, тогда как продукты частичного плавления должны минимально различаться по этому параметру. Действительно, согласно уравнению Д. Шоу*, лишь при степени частичного плавления менее 10 % вариации в содержаниях РЗЭ могут превышать десятикратный уровень, тогда как при больших степенях плавления эти различия будут меньшими даже при валовом коэффициенте разделения 0,01, характерном для оливина в отношении РЗЭ. Если же степень частичного плавления была меньше 10 %, то различия в содержаниях РЗЭ между габброидами и гипербазитами райизско-войкарского комплекса (как полагают, реститом) были бы значительно большими. Таким образом, райизско-войкарские гипербазиты не могут быть тугоплавким остатком после выплавления кэршорских габброидов.

Из вышесказанного следует, что габброиды кэршорского комплекса могли образоваться либо в результате частичного плавления иного сильно деплетированного источника, либо имеют кумулятивную природу. В пользу кумулятивной природы габброидов свидетельствует характер распределения в них редкоземельных элементов и положительная европиевая аномалия различной интенсивности. Так, характер наклона кривых распределения РЗЭ в сторону легких РЗЭ в габброидах соответствует кривой коэффициентов их распределения для клинопироксена [88], а наличие положительной европиевой аномалии – положительной европиевой аномалии в плагиоклазе (рис. 9). Таким образом, можно полагать, что габброиды являются клинопироксен-плагиоклазовыми кумулятами, а дуниты, верлиты и клинопироксениты – оливиновыми, оливин-клинопироксеновыми и клинопироксеновыми кумулятами соответственно. Относительно происхождения полосчато-переслаивающихся пород можно предположить, что они сформировались в подводящей «трещинной» зоне неоднократного поступления расплавов в верхние горизонты. При этом поднимающиеся расплавы испытывали фракционирование с постоянным разделением кумулятов и остаточного расплава. Резко неравновесная кристаллизация смещала состав расплава (от котектики) в сторону той или иной кристаллической фазы, фракционирование которой приводило к возврату расплава на котектику. Таким способом могли формироваться различные по составу кумуляты, слагающие невыдержанные по простиранию полосы различной мощности. С этой точки зрения полосчато-чередующиеся породы, скорее, образовались на заключительных этапах становления габброидной

* $C_L/C_O = 1/[D(1 - F)+F]$, где C_O – концентрация элемента в исходной породе, C_L – концентрация элемента в образующемся расплаве, D – валовый коэффициент разделения микроэлемента между реститом и расплавом в момент их сепарации ($D = \sum_i^n x_i K_{pi}$, где x_i – весовая доля минерала i в твердофазовом агрегате, K_{pi} – коэффициент разделения между минералом i и расплавом), F – весовая доля расплава по отношению к исходной породе.

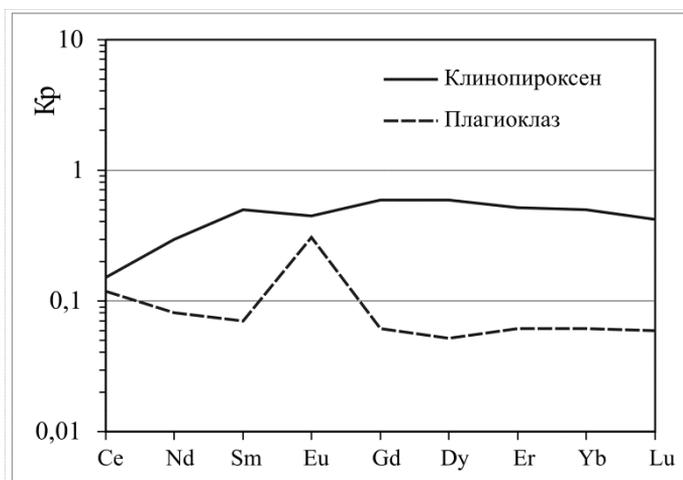


Рис. 9. Коэффициенты разделения РЗЭ для минералов базальтов.

По Дж. Аргу, 1976 [88].

интрузии. Преимущественно кумулятивная природа габброидов кэршорского комплекса подразумевает невозможность фазового их разделения. На карте показаны поля преимущественного развития «полосчатых» и однородных фациальных разновидностей комплекса.

Нами получены конкордантные датировки габброидов кэршорского комплекса уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), составляющие $446,8 \pm 4,3$, 446 ± 2 и 453 ± 7 млн лет, что обосновывает позднеордовикский возраст комплекса (прил. 7). С учетом того, что спилиты соколинской и усть-конгорской свиты в более северных районах СФЗ [57] имеют средне-позднеордовикский возраст, аналогичный возраст принят и для кэршорского комплекса в целом.

Силурийско-девонские плутонические, гипабиссальные и субвулканические образования

Лагортаюский комплекс дайковый долеритовый (β , pyO_3 - S_1I) выявлен А. П. Казаком в 1975 г., позднее он был детально изучен и описан Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [87] под названием «комплекс параллельных даек» [86]. Фрагменты комплекса даек располагаются внутри мощной тектонической зоны северо-восточного простирания, которая прослеживается более чем на 150 км (от широты р. Войкар на юге до р. Енгаю на севере) при ширине зоны от 1,5 до 3,0 км. Мощность отдельных даек — от 0,2 до 2,0 м. По нашим наблюдениям, дайковый пояс не пользуется столь значительным распространением, как это полагали предшественники, а на его простирании чрезвычайно широко развиты милониты и бластомилониты, в которых местами наблюдается метаморфическая дифференциация вещества габброидов

на мелано- и лейкосому. Милонитизация особенно интенсивно проявлена на контакте габброидов с тоналитами лагортинско-кокпельского комплекса, где одинаково рассланцованы и габбро (амфиболиты) и диориты.

В состав комплекса входят плагиоклаз-пироксеновые и мегафировые плагиоклазовые долериты, метадолериты, единичные дайки плагиогранитов, магматические брекчии с плагиогранитным цементом.

Породы подверглись метаморфизму пренит-пумпеллитовой фации. В петротипическом разрезе р. Лагорта-Ю в дайках хорошо сохраняется первичная структура – афировая пилотакситовая у контактов и порфирировая габбродиабазовая в центральных частях даек (прил. 6). Порфирировые выделения плагиоклаза (An_{65-55}) в породах частично замещены цоизитом, а пироксена – актинолитом.

Химизм даек свидетельствует о дифференцированности их состава. Общими петрохимическими особенностями комплекса параллельных даек являются низкое содержание калия и алюминия, а также умеренное содержание титана и железа.

Мы проводили изучение фрагментов дайкового пояса в петротипическом разрезе по р. Лагорта-Ю. Разрез на р. Лагорта-Ю представляет собой крупный, вероятно, линзовидный, фрагмент пояса или области интенсивного неоднократного внедрения даек трех, а возможно и большего числа генераций. Наиболее ранняя генерация представлена субвертикальными дайками долеритов (или их обломков), для которых устанавливаются двусторонние закаленные контакты (рис. 10). Несмотря на сложную тектоническую ситуацию



Рис. 10. Закаленные контакты будинированной долеритовой дайки, р. Лагорта-Ю. Прямоугольник – место отбора проб 1127/1, 1а.

(междайковое пространство интенсивно тектонизировано, дайки разорваны на отдельные блоки со смещением), здесь наблюдается, вероятно, горячий контакт с клинопироксеновым габбро кэршорского комплекса, которое однозначно диагностируется по специфическому спектру РЗЭ (рис. 11).

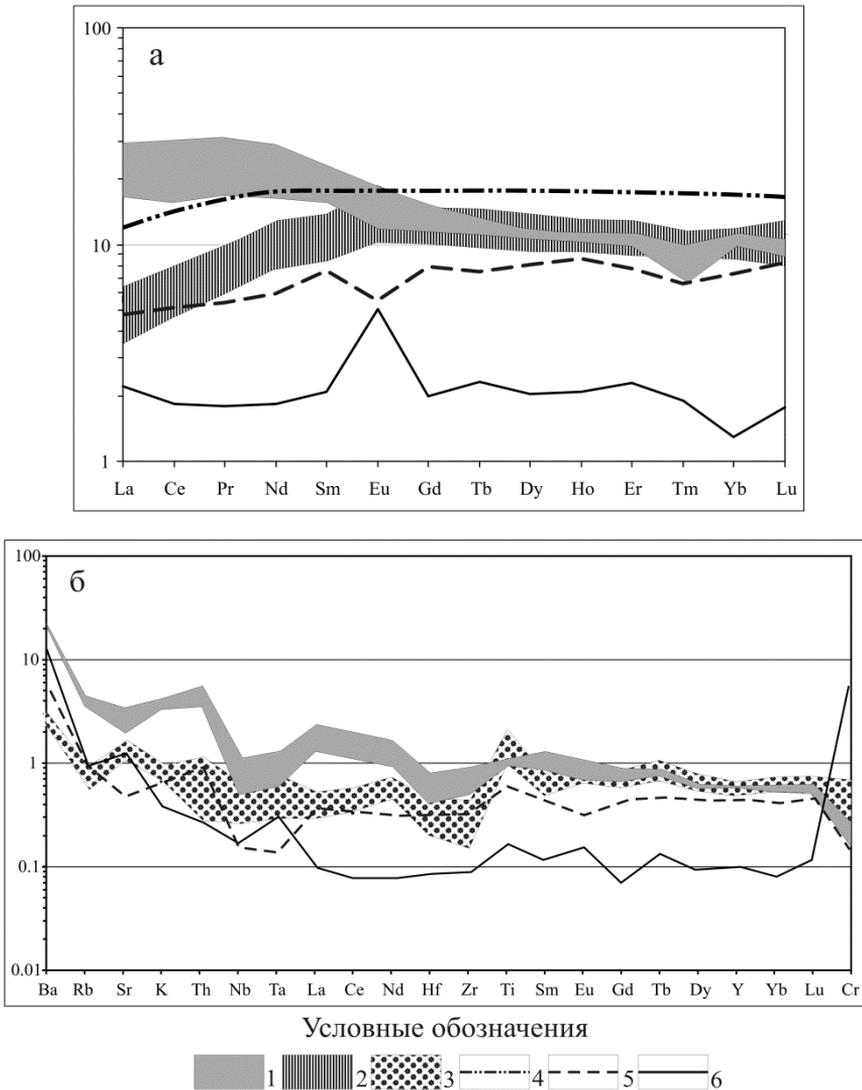


Рис. 11. Геохимическая характеристика лагортаюского комплекса.

а) распределение РЗЭ (нормировано по хондриту [90]); б) спайдер-диаграмма (нормировано по N-MORB [105]).

1 – поле спектров РЗЭ даек р. Лагорта-Ю (n = 3); 2 – то же р. Прав. Пайера (n = 5); 3 – габбро кэршорского комплекса (обр. Lu-4/2); 4 – габбро из контакта с дайкой (обр. 1127/1а); 5 – пиллоу-лава войкарской свиты (обр. 8066/1); 6 – нормальные базальты COX (N-MORB [105]).

Плагиограниты (рy) наблюдались в разрезах рек Лагорта и Лагорта-Ю. Представлены преимущественно жилами мощностью от 1,5 до 25 см. Сеть плагиогранитных жил прослежена в борту р. Лагорта на протяжении 30 м. Плагиограниты имеют белый, иногда с серовато-бежевым оттенком цвет. Текстура однородная, структура гипидиоморфнозернистая. Состоит из плагиоклаза, кварца и темноцветного минерала. Размер кристаллов плагиоклаза – от 0,7 до 2 мм, кварца – от 0,5 до 1,5 мм. Плагиоклаз (олигоклаз) обладает большим идиоморфизмом по отношению к кварцу, имеет отчетливое зональное строение. Темноцветный минерал (псевдоморфно замещенная актинолитом роговая обманка) сгруппирован в интерстициях и составляет примерно 8–10 % от объема породы.

На листе Q-41-XVII дайковый комплекс распространен в среднем течении р. Прав. Пайера. Здесь дайки залегают среди пироксенитов кэршорского комплекса и представлены мелкозернистыми амфиболитами, что резко отличает их от петротипического разреза на р. Лагорта-Ю. Некоторое, хотя и слабое отличие состоит в их химизме. Дайки р. Прав. Пайера сложены относительно высокотитанистыми базальтами (TiO_2 в среднем 1,5 вес. % и почти до 2 % – прил. 8.6), тогда как дайки р. Лагорта-Ю – низкотитанистые (TiO_2 менее 1,0 вес. %) андезибазальты (по нашим данным, хотя по данным Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва здесь присутствуют и базальты, но также низкотитанистые [87], прил. 8.6). Повышенная щелочность отдельных образцов за счет Na_2O объясняется их метаморфизмом (спилитизацией).

Значительно большие различия – в геохимии этих пород. Спектры РЗЭ даек Лагорта-Ю отчетливо обогащены легкими РЗЭ и в целом абсолютно соответствуют гранитоидам лагортинско-кокпельского комплекса, причем в наиболее кремнеземистых разностях проявлена и такая тонкая особенность эволюции родоначального расплава как отрицательная аномалия Eu, что также характерно для интрузивной гранитоидной ассоциации. Напротив, микроамфиболиты Прав. Пайера имеют ярко выраженный «клинопироксеновый» спектр с резким обеднением легкими РЗЭ и близки к нормальным базальтам COX (N-MORB). Спайдер-диаграмма также демонстрирует принципиальные отличия даек р. Лагорта-Ю от даек р. Прав. Пайера: если первые имеют отчетливые индикаторы надсубдукционного происхождения (Ta-Nb аномалия, обогащенность КИР-элементами), то вторые значительно ближе к океаническим спрединговым обстановкам, что, учитывая истощенность их почти всеми элементами относительно N-MORB, делает закономерным предположение об их спрединговом и, возможно, окраинноморском происхождении, хотя последнему противоречит отсутствие Ta-Nb аномалии. Таким образом, даже если проследить фрагменты «дайкового пояса» по региональному простиранию структур, выясняется, что они имеют разный состав, метаморфизованы в разной степени и, вероятно, имеют разное и разновременное происхождение.

Относительно возраста лагортаюского дайкового комплекса, так же, как и о его однородности, полной ясности нет. Р. Г. Язева и В. В. Бочкарёв [87] сопоставляют его с верхнесилурийскими палеобазальтами войкарского спилитового комплекса. Однако по нашим данным [60, 61], пиллоу-лавы войкарского комплекса представлены низкотитанистыми базальтами, андезибазаль-

тами и андезитами, четко отличающимися от дайкового комплекса и геохимически. Е. В. Хаин и др. [78] провели изотопное датирование плагиогранитов, слагающих мелкие дайки и цемент эруптивных брекчий в комплексе параллельных даек р. Лагортаю, и получили возраст по единичным зернам цирконов 490 ± 7 млн лет ($^{87}\text{Sr}-^{90}\text{Sr}$). Однако это противоречит геологическим данным о прорывании ими пород кэршорского комплекса, для которого нами тем же методом установлен возраст около 450 млн лет (см. выше). В то же время нами получены две конкордантные датировки плагиогранитов лагортаюского комплекса уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ): $444,1 \pm 6,5$ млн лет (р. Мал. Лагорта), отвечающая верхам позднего ордовика–низам силура, и $452,7 \pm 5,1$ млн лет (р. Лагорта), отвечающая низам позднего ордовика. Если исходить из офиолитовой модели формирования Райзско-Войкарской подзоны Войкарской СФЗ и сохранности ее вертикальной стратифицированности, то гипербазиты, габброиды кэршорского комплекса и параллельные дайки лагортаюского комплекса должны быть одновозрастными, что в общих чертах подтверждается и результатами абсолютного датирования. Однако, как показано выше, габброиды кэршорского комплекса не являются членами данной офиолитовой ассоциации, если выделять последнюю в рамках простейшей классической модели. Реальная ситуация, очевидно, была значительно сложнее и нуждается в дополнительных исследованиях. Поэтому с учетом полученных нами данных абсолютного датирования и рвущей позиции параллельных даек по отношению к габбро кэршорского комплекса, возраст лагортаюского комплекса принимается как позднеордовикско-раннесилурийский.

Субвулканические образования войкарского базальтового комплекса вулканического ($\beta\text{O}_3\text{-S}_1?vk$) установлены Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [87] по бортам долины р. Войкар. Они представлены субширотными протяженными дайками долеритов, которые рассматриваются как сохранившиеся остатки трещинного вулканического аппарата. Подтверждением этому является также наличие в ассоциации с ними штокверка гидротермальных сурьмяных яшм.

Малоуральские экструживно-жерловые ($\alpha\beta, \beta\text{S}_1\text{-D}_2mi$) и субвулканические образования ($q\delta\pi\text{S}_1\text{-D}_2mi$), по материалам Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва [87], достаточно широко развиты в районах реконструируемых палеовулканических построек на хр. Янас-Тэре (горы Северная Манюкую, Манюкую и др.). Они представлены некками андезитов, андезито-дацитов, дайками андезитов, андезибазальтов и базальтов, штоками и пластовыми делами кварцевых диорит-порфиров. Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым выделяются две генерации экструживно-жерловых образований, отвечающих юртым-соимскому и более молодому тэрэнскому комплексам. Нами на карте они показаны нерасчлененными.

Экструживно-жерловые образования юртым-соимского комплекса наиболее типично представлены в районе горы Манюкую. Здесь они слагают неkki массивных андезитов и массивы жерловых аглютинатов, прорывающих агломератовые туфы и кластолавы андезибазальтов нижнемалоуральской

(таньюской) подсветы. Андезиты неков представлены роговообманково-пироксеновыми разностями гиалопилитовой структуры.

Экструзивно-жерловые образования тэрэнского комплекса представлены серией мелких экструзивно-купольных построек, располагающихся по периферии вулканических построек первого этапа. Они прорывают и несогласно перекрывают слоистые туфы андезибазальтов и андезитов нижнемалоуральской (таньюской) подсветы. Возможно, они начинали формирование в подводных условиях, так как с большинством из них ассоциируют рифовые известняки. В поперечнике купола имеют размер 0,5–1 км и представляют собой аккумулятивные постройки, в которых выделяются нект и окружающие его бомбовые туфы и агглютинаты. Некки сложены мозаично-брекчированными кварц- и пироксенсодержащими роговообманковыми андезитами. Объем порфировых выделений в этих субвулканических породах колеблется от 40 до 70–80%. Вкрапленники первой генерации образованы призмами оплавленной и опациitizedированной роговой обманки до 1–1,5 см в длину, редкими кристаллами авгита и сосюритизированным плагиоклазом (3–5 мм). Второе поколение представлено обильным мелким (0,2–1 мм) плагиоклазом An_{45-35} , роговой обманкой и кварцем (0,2–1 мм) в фельзитовой и тонкогранофировой основной массе. Роговые обманки по содержаниям Ti, Al_2O_3 вполне отвечают образованиям гипабиссальных фаций глубинности [87].

Субвулканические образования представлены многочисленными дайками андезитов, андезибазальтов, а также штоками и пластовыми телами кварцевых диорит-порфиров. По данным Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёва, диорит-порфиры нередко образуют с экструзивно-жерловыми фациями андезитов тэрэнского комплекса единые тела, сменяя их в центральных частях крупных неков и на глубине.

Наиболее изучен *Тэрэнский субвулканический массив*. Он вскрыт в речном врезе на 170 м по вертикали, а его погружающаяся к югу кровля вскрыта профилем поисковых буровых скважин на глубине от 10 до 150 м. В наиболее гипсометрически возвышенных местах он отвечает лейкократовым роговообманковым гранодиорит-порфирам, а в погруженной части – меланократовым роговообманковым кварцевым диорит-порфирам. Структура всех пород порфировая: лучисто-игольчатая роговая обманка и короткотаблитчатый тонкозональный плагиоклаз (An_{55-30}) окружены биотит-кварц-олигоклаз-ортоклазовым микропегматитом. По керну скважин наблюдается переход от обильнопорфировых роговообманковых и кварц-роговообманковых андезитов с микропризматическизернистой и гранофировой основной массой к описанным выше гранодиорит-порфирам [87].

Судя по имеющимся описаниям и авторским наблюдениям, субвулканические и жерловые тела малоуральского комплекса есть не что иное, как близповерхностные дериваты собского комплекса, образующие вместе с ними и наземными (подводными), собственно вулканическими фациями единую вулканно-плутоническую ассоциацию. Это однозначно подтверждается как данными абсолютного датирования (табл. 5), так и нашими химическими (прил. 8.7) и геохимическими данными (прил. 8.8, рис. 12).

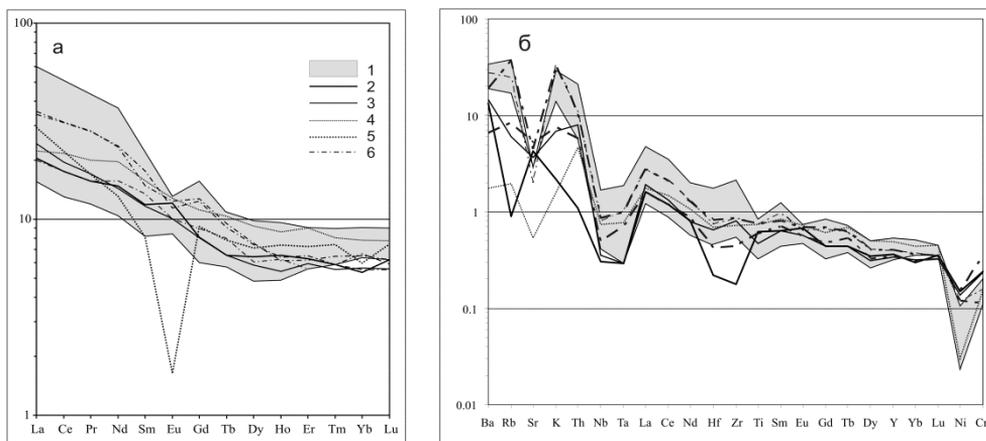


Рис. 12. Распределение РЗЭ и спайдер-диаграмма горных пород Малоуральской островной дуги.

а) нормировано по хондриту [90]; б) нормировано по N-MORB [105].

1 – поле диоритов-гранодиоритов лагортинско-кокпельского комплекса; 2 – биотитсодержащий габбронорит; 3 – кварц-биотитсодержащий габбронорит; 4 – плагиогранит; 5 – гранит; 6 – андезиты малоуральского субвулканического комплекса.

Возраст экуструзивно-жерловых и субвулканических образований комплекса принимается раннесилурийско-среднедевонским в соответствии с возрастом малоуральской свиты.

Собский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс ($v, v\delta q\delta, p\gamma D_{1-2S}$) образует крупный интрузивный массив (Лагортинско-Кокпельский батолит, по Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёву [87]) протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона Урала. Эти, наиболее широко распространенные в Войкарском сегменте Полярноуральской островодужной системы гранитоиды изучались Ю. Е. Молдаванцевым, В. Ф. Морковкиной, С. Ф. Соболевым, В. Д. Старковым, Р. Г. Язевой, В. В. Бочкарёвым, Д. Н. Ремизовым и другими исследователями и описывались в составе разных комплексов.

В. Ф. Морковкина рассматривала все гранитоиды района как результат воздействия гранитной магмы (ныне – янаслорский комплекс) на габбро-гипербазиты Войкаро-Сынинского массива [47, 48].

Первоначально кварцевые диориты входили в собский комплекс совместно с плагиомигматитами, которые Ю. Е. Молдаванцев рассматривал как позднеордовикско-силурийские продукты ультраметаморфизма пород габбро-гипербазитовой ассоциации [45, 46]. Он же выделил самостоятельный конгорский монцодиоритовый комплекс, генезис которого является отдельной проблемой.

Детальные исследования, проведенные Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [87], позволили им разграничить автохтонный плагиомигматитовый комплекс и интрузивный гранодиорит-тоналитовый комплекс в составе Лагор-

тинско-Кокпельского батолита. Интрузивные субщелочные породы оставлены ими в составе конгорского комплекса.

М. А. Маслов [150] и Г. Я. Сабуров объединяли конгорский комплекс с собским в единый собско-конгорский комплекс. О. А. Кондиайн [26] в составе конгорского выделял две фазы: первая представлена диоритами и габбродиоритами, вторая – гранодиоритами (однако на карте они не расчленены). Д. Н. Ремизов [59] к конгорскому комплексу относил только массивы биотит-кварцосодержащих габброноритов и монцодиоритов, кислая составляющая включена им в состав собского комплекса.

Столь широкий разброс мнений по двум ключевым вопросам геологии интрузивной островодужной ассоциации горных пород района объясняется двумя группами причин. Первая группа – геологические наблюдения, которые свидетельствуют, с одной стороны, о неразрывной связи и видимых постепенных переходах гнейсовидных интрузивных диоритоидов к автохтонным плагиомигматитам, осложненных к тому же большим количеством зон интенсивной многоактной глубинной тектонизации, а с другой – очевидным гипабиссальным обликом габбронорит-монцодиоритовой ассоциации (конгорский комплекс) и одновременным отсутствием рвущих контактов последней с теми же диоритами. Вторая группа – отсутствие достаточных аналитических данных для выяснения комагматичности горных пород и их инструментально определенного возраста. Поскольку данные проблемы нам удалось отчасти устранить, то ниже предлагается новая интерпретация гранитоидного магматизма района.

В пределах рассматриваемой территории породы комплекса распространены в виде непрерывной полосы северо-восточного простирания между Войкаро-Сынинским базит-гипербазитовым массивом и вулканогенными образованиями Малого Урала. Эта полоса в геоморфологическом плане выражена обширной Лагортинской депрессией, отделяющей Большой Урал на западе от Малоуральской возвышенности на востоке. В целом породы комплекса довольно плохо обнажены. Почти повсеместно они перекрыты мало мощным покровом четвертичных делювиальных, пролювиальных, аллювиальных и ледниковых отложений, а также крупноглыбовыми элювиальными развалами и моренными шлейфами. Хорошие обнажения расположены в береговых обрывах нижнего течения реки Бол. Лагорта и р. Кокпела.

В составе массива максимально распространены средние породы, состав которых варьирует от габбродиоритов до кварцевых диоритов с обильными, в разной степени дезинтегрированными более меланократовыми автолитами. Присутствуют плагиограниты и граниты в жильной фации. Наиболее специфичными образованиями собского комплекса являются биотит-кварцосодержащие габбронориты, мелкозернистые кварцевые диориты, и кварцевые монцодиориты, ранее объединявшиеся в конгорский комплекс.

В масштабе карты на листе Q-41-XVI картируются гранодиориты, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты, кварцевые монцодиориты и габбронориты. Наиболее широко распространены кварцевые диориты и гранодиориты, слагающие основное тело массива к юго-востоку от полосы габброидов кэршорского комплекса. Кварцевые монцодиориты, по материалам

предшественников [135, 26, 29, 27], занимают промежуточную позицию между диоритами-гранодиоритами и вулканогенно-осадочными образованиями Малого Урала. Они показаны ими вдоль контакта Лагортинско-Кокпельского плутона с вулканитами, причем граница их с кварцевыми диоритами приблизительно повторяет очертания границы плутона с вулканогенно-осадочной толщей. Кварц-биотитсодержащие габбронориты располагаются отдельными пятнами внутри полосы монцонитоидов непосредственно у этого контакта.

Однако, по нашим данным, а также материалам П. М. Кучерины [137] и А. П. Прямоусова [159], монцодиориты не имеют такого широкого развития на территории листа. Фактически кварцевые монцодиориты развиты только в виде узкой полосы шириной несколько сот метров вдоль контакта с андезитами малоуральской свиты на левобережье р. Манику-Ю. По нашему мнению, монцодиориты и габбронориты – эндоконтактные фации расплава андезитового (кварц-диоритового) состава, так же, как гранодиориты, плагиограниты и граниты – дифференциаты того же расплава. Щелочность и основность приобретаются за счет реакции расплава с метавулканитами рамы (первые) и одновременным удалением дифференциатов (вторые). При этом дифференциаты имеют разный состав – в зоне монцодиоритов-габброидов это граниты, а во внутренних частях Лагортинско-Кокпельского массива – плагиограниты [59].

Диориты и кварцевые диориты – крупнозернистые светло-серые горные породы с гнейсовидной текстурой, проявленной в субпараллельной ориентировке крупных кристаллов роговой обманки, что составляет их наиболее характерную черту при полевых наблюдениях. Породы диоритового ряда сложены роговой обманкой и зональным плагиоклазом (An_{45-27}) с переменным количеством кварца, что обуславливает колебания их состава от габброидиоритов до лейкократовых кварцевых диоритов.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (30–50%), кварцем (25–30%), амфиболом (20%), биотитом (около 5%). В аксессуарных количествах присутствуют апатит (от единичных зерен до 1%), алланит, рутил, лейкоксен (1–2%), магнетит (от долей процента до 3–5%, в среднем 2–3%). Вторичные минералы – актинолит, хлорит, эпидот, пренит.

Плагиоклаз образует зональные (от An_{75-70} до An_{33-28}) идиоморфные кристаллы, имеющие таблитчатый габитус. Промежуточные зоны кристаллов широкие и имеют ритмично-зональное строение (от An_{55} до An_{45-40}). Незональная кайма этих таблитчатых кристаллов представлена An_{33-28} с редкими мирмекитовыми прорастаниями кварца. Мелкие зерна плагиоклаза (до 2,0 мм в диаметре) также имеют зональное строение. Высокая основность плагиоклазов закономерно сочетается с высокими модалными содержаниями кварца (не менее 25–30%). Кварц формирует ксеноморфные зерна светло-серого цвета с голубоватым и сиреневым оттенками и волнистым погасанием. Амфибол (высокожелезистая обыкновенная роговая обманка) образует порфиroidные выделения, переполненные мелкими включениями плагиоклаза. Нередко это корродированные зерна, часто ситовидные от вростков кварца и мелких включений плагиоклаза, магнетита, апатита. Цвет зеленый, буровато-зеленый, до черного, плеохроизм от темно-зеленого до желтовато-зеленого.

По роговой обманке развиваются биотит, эпидот, хлорит и актинолит. Пластинки зеленовато-бурого и темно-бурого биотита (от долей см до $0,5 \times 1,0$ см) с изъеденными краями в агрегатах подчеркивают гнейсовидность пород совместно с роговой обманкой, по которой отчасти развиваются. В биотит включены мелкие кристаллы циркона.

С возрастанием содержаний кварца в диоритах появляются ортоклаз-микропертит и биотит, а порода в целом приобретает состав гранодиорита. Этот процесс реализуется в юго-восточном направлении и фиксирует, вероятно, верхнюю часть массива. В северо-западной части разреза гнейсовидные диориты постепенно насыщаются меланократовыми ксенолитами, в них появляются протяженные линзовидные амфиболитовые полосы, структурно совпадающие с гнейсовидностью тоналитов. Одновременно в диоритах возрастает содержание кварца, появляется биотит, и они переходят в мигматитовые плагиигранитоиды варьирующей основности – собский комплекс в нашем понимании.

Биотит-кварцсодержащие габбронориты – массивные мелко-среднезернистые порфиоровидные породы. По структурным особенностям различаются панидиоморфнозернистые, монцонитовые и гипидиоморфнозернистые разновидности, местами с сидеронитовыми прорастаниями магнетита.

В сложении пород участвуют плаггиоклаз (около 50 %), пироксены (до 30 %), роговая обманка (20 %), биотит (3–5 %), кварц и ортоклаз, присутствуют единичные зерна оливина. Вторичные минералы – актинолит, хлорит и эпидот.

Плаггиоклаз представлен деанортитизированным, в разной степени сосюритизированным лабрадором, образующим лейстовидные призматические кристаллы. Пироксены (диопсид-авгит и гиперстен) частично или нацело замещаются роговой обманкой, и, реже, биотитом. Кварц представлен бесформенными или изометричными зернами, часто корродирующими кристаллы роговой обманки и плаггиоклаза. Отдельные разновидности порфиоровидных габброноритов вблизи контактов с вулканитами (р. Элькошор) характеризуются наличием густой мелкой вкрапленности магнетита, довольно равномерно рассеянной по всему объему породы. Это может свидетельствовать о ранней кристаллизации магнетита за счет поступления кислорода из пород рамы.

Кварцевые монцодиориты крупно-среднезернистые зеленовато-серые с розовым оттенком породы порфиоровидного облика. Крупные (0,5–1,0 см) идиоморфные кристаллы плаггиоклаза (андезина) погружены в более мелкозернистую массу кварца и ортоклаза–микропертита, частично образующих гранофиновые срастания. Актинолитовая роговая обманка образует субидиоморфные кристаллы, в центральных частях которых иногда сохраняются реликты клинопироксена. Ранний амфибол замещается вторичным почти бесцветным актинолитом и хлоритом. В разностях с большими содержаниями кварца практически отсутствуют реликты пироксена и появляется хлоритизированный биотит.

По химическому составу породы принадлежат к известково-щелочной серии несколько повышенной щелочности калиевого и калиево-натриевого профиля с вариациями кремнекислотности от 47 до 62 %. Содержания K_2O в

них в среднем превышают 2,07 %, при этом сумма оксидов щелочных металлов в габброноритах – около 3 %, тогда как в монцодиоритах она достигает 7–8 %. Концентрация двуокиси титана в породах комплекса не превышает 1 % (модальное значение около 0,5 %), СаО – от 5 до 10 %, реже более, глинозема – от 13 до 20 % (прил. 8.7).

Кварцевые монцодиориты с обильными мелкозернистыми мафическими ксенолитами контактируют с вулканитами, образуя «переходную» зону пропитки вулканитов гранитоидным материалом. Часто наблюдается скарирование вмещающих горных пород. С другой стороны, при возрастании содержания кварца и биотита, кварцевые монцодиориты постепенно переходят в гранодиориты, а при снижении кремнеземистости – в кварцевые диориты. Таким образом, наблюдается отчетливая тенденция к обособлению субщелочных разновидностей горных пород в апикальных частях гипабиссальных массивов в вулканической полосе Малоуральского района.

По нашим данным, эти горные породы, выделявшиеся ранее в конгорский комплекс, представляют собой субщелочную меланократовую оторочку Лагортинско-Кокпельского батолита на его контакте с вулканогенно-осадочными толщами Малоуральской островной дуги, и, таким образом, должны включаться в состав собского комплекса в ранге фации или, возможно, фазы. Для этого имеются следующие основания:

- геологические: ни один исследователь не отмечал интрузивных контактов монцонитоидов (включая кварц-биотитсодержащие габбронориты) с диоритами–гранодиоритами собского комплекса;

- петрографические: практически все породы данного типа имеют порфировидное сложение, и во многих случаях в них отмечается широкое развитие в разной мере переработанных ксенолитов вулканических пород, но отсутствуют ксенолиты диоритов, амфиболитов и других глубинных пород, в частности кэршорских габбро и райизско-войкарских гипербазитов;

- петрологические: длительный активный контакт внедряющейся андезитовой магмы в базальтоидный разрез вызывает отток калия в апикальные части интрузивного тела с образованием субщелочных разновидностей расплава за счет повышенного количества калия и одновременно более основных за счет ассимиляции вмещающих пород, а также плагиогранитов в удаленных от контакта областях интрузивного тела [108];

- геохимические: распределение РЗЭ и других индикаторных микроэлементов монцонитоидов полностью соответствуют полю соответствующих параметров диоритов–гранодиоритов собского комплекса (прил. 8.8, рис. 13);

- изотопные: датирование (табл. 5) трех проб габброноритов, габбродиоритов, монцодиоритов из различных точек развития данного комплекса дали их возраст 400 ± 5 , $401,2 \pm 5,1$ и 404 ± 5 млн лет соответственно, что отвечает эмсскому ярусу раннего девона и полностью укладывается в период существования Малоуральского островодужного пояса.

В Легенде... [139] принимается представление о том, что габброиды слагают *первую (базальтоидную) фазу* собского комплекса (vD_{1s1}), что в принципе вероятно, если учесть возможность внедрения (становления магматической камеры) *главной диорит–гранодиоритовой* (собственно андезитоидной)

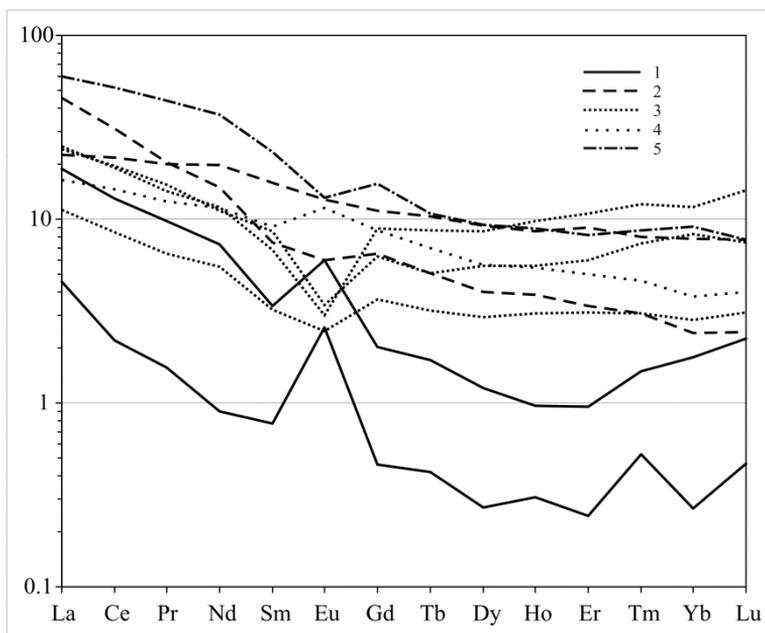


Рис. 13. Распределение РЗЭ в гранитоидах Малоуральской островной дуги (нормировано по хондриту [90]).

1 – плагиограниты собского комплекса, 2 – плагиограниты лагортинско-кокпельского комплекса, 3 – аляскитовые граниты янаслорского комплекса, 4 – гранодиорит янаслорского комплекса, 5 – гранодиорит лагортинско-кокпельского комплекса.

Таблица 5

**Возраст горных пород собского и малоуральского комплексов
(данные изотопного датирования по единичным зернам цирконов,
SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) на территории листов Q-41-XVI, XVII, XXI [123]**

№ п/п	Номер пробы	Порода	Привязка	Возраст, млн лет
1	2080/1	Гранодиорит	Устье р. Колокольня	411,8 ± 6,3
2	2017	Диорит	Река Бол. Лагорга	404,0 ± 5,9
3	513	Гранодиорит	Река Танью	394,7 ± 5,8
4	5009/2	Диорит	Река Погрымшор	392,1 ± 5,2
5	5011/2	Гранодиорит	Река Погрымшор	403,3 ± 4,0
6	6063/1	Габбродиорит	Река Лагорга-Ю	401,2 ± 5,1
7	8035/1	Монцодиорит	Река Нелкаеган	404 ± 5,0
8	5006/1	Габбронорит	Река Погрымшор	400 ± 5,0
9	1122	Андезит	3-я Рудная Горка	393,9 ± 5,7
10	К-5	Андезит	Река Кевсоим	402 ± 9

фазы ($q\delta, r\gamma D_{1-2S_2}$) в еще горячую и, возможно, не полностью раскристаллизованную базальтоидную матрицу. Эта позиция отчасти подкрепляется наличием обильных порфиroidных автолитов более основного и щелочного состава в диоритах–гранодиоритах массива [59].

Третья фаза собского комплекса ($r\gamma D_{2S_3}$) представлена породами жильной серии – плагиогранитами и гранитами. Жилы плагиогранитов и гранитов секут диориты главной интрузивной фазы комплекса. К жильной серии относятся также пегматиты, аплиты, плагиоаплиты и многочисленные жилы и прожилки кварца (от нескольких миллиметров до 0,7 м и редко 10–15 м мощностью). Они иногда сопровождаются околожильными гидротермально-метасоматическими изменениями окружающих их гранитоидов – пропилитизацией (формированием штокверков мельчайших прожилков эпидота, хлорита, пренита, карбоната и кварца). С зонами пропилитизации связано развитие мелкой вкрапленности сульфидов меди и железа, по которым в зоне гипергенеза развиваются бурые, зеленые и синие натеки продуктов разложения сульфидов.

Плагиограниты – мелкозернистые массивные лейкократовые породы белого цвета, иногда с розоватым оттенком. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, нередко с элементами мирмекитовой и микропегматоидной. Главные породообразующие минералы – кварц и кислый плагиоклаз с подчиненным количеством роговой обманки и биотита. Акцессорный магнетит образует единичные мелкие зерна.

Плагиоклаз представлен андезин-олигоклазом, обладает отчетливым идиоморфизмом, заметно сосюритизирован. Кварц формирует округлые и ксеноморфные зерна, а также образует совместно с плагиоклазом мирмекитовые сростания. Роговая обманка образует идиоморфные удлиненные порфиroidные зерна (до 1–3 см). Иногда в ядрах зерен устанавливается клинопироксен. Краевые части зерен замещаются биотитом, по которому развивается вторичный агрегат хлорита, эпидота, серицита и карбоната. Основная масса представлена агрегатом зерен плагиоклаза, амфибола и кварца. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая, участками микропегматоидная.

Распределение РЗЭ в разновидностях диоритоидов весьма однородно и свидетельствует о полной идентичности геохимических характеристик этих горных пород (прил. 8.8, рис. 13). В целом все имеющиеся данные свидетельствуют о формировании комплекса в обстановке островной дуги.

Образцы гранитов Малоуральской островной дуги отчетливо различаются по соотношению легких и тяжелых РЗЭ и характеру аномалии Eu (рис. 13). Для плагиогранитов характерно точное соответствие характеристикам пород главной фации комплекса и отсутствие аномалии Eu. Калиево-натриевые граниты комплекса обладают ярко выраженной отрицательной аномалией Eu. Они слагают мелкие секущие жилы в интрузивных диоритоидах и вулканитах верхней (субинтрузивно-вулканической) части островной дуги и однозначно интерпретируются в качестве дифференциатов более основного андезитоидного расплава. Необходимо, однако, отметить, что жильные граниты могут быть и жильной фазой янаслорского комплекса, от которых отличаются только геохимическими параметрами.

В корреляционных схемах [37] гранитоиды объединялись в собский интрузивный комплекс и рассматривались как средне-позднедевонские. При проведении ГГС-50 и ГДП-50 время становления гранитоидов собского комплекса отнесено к позднему силуру–раннему девону [137]. При этом часть тел габброидов, залегающих в поле тоналитов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, было предложено рассматривать как ксенолиты пород кэршорского комплекса. Нами Лагортинско-Кокпельский массив рассматривается в качестве промежуточной магматической камеры островодужной андезитоидной вулcano-плутонической ассоциации Малоуральского района.

Возраст гранодиоритов Rb/Sr методом по валовой пробе – 400 ± 10 млн лет [56]. U/Pb методом по единичным цирконам (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) они датировались возрастом 398 млн лет [75]. Наши последние результаты датирования U/Pb методом по единичным цирконам (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) уточнили возрастной диапазон формирования собского комплекса в интервале: $411,8 \pm 6,3$ – $392,1 \pm 5,2$ млн лет (табл. 5, прил. 7), что соответствует раннему девону–низу среднего девона и точно отвечает всем данным (и палеонтологическим, и изотопным), известным для вулканической части Малоральского вулcano-плутонического пояса.

Янаслорский комплекс гранитовый ($\gamma\delta, \gamma D_3ja$) впервые выделен Ю. Е. Молдавцевым [46], изучался В. Ф. Морковкиной, В. С. Соболевым, Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [87], Д. Н. Ремизовым [59], О. В. Удоратиной [135] и др.

На территории листа комплекс представлен петротипическим Янаслорским массивом и рядом более мелких тел, переходящих на лист Q-41-XVII.

Гранитоиды янаслорского комплекса в полном объеме представляют собой ассоциацию горных пород от гранодиоритов до аляскитов, связанных постепенными переходами в двух интрузивных фазах: 1-я фаза – биотитовые гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты и аляскиты; 2-я фаза (жильная серия) – аплиты, пегматиты. С породами комплекса парагенетически связаны грейзены, альбититы и пропициты. В масштабе карты фазы не выделяются, в наиболее крупных телах показаны гранодиоритовая и гранитная фации.

Описание петротипического массива выполнено О. В. Удоратиной [135] и дополнено нами новыми аналитическими материалами (прил. б).

В строении Янаслорского петротипического массива участвуют амфибол-биотитовые гранодиориты, биотитовые граниты, средне- и крупнозернистые биотитсодержащие лейкограниты и аляскиты, пегматитовые и аплитовые жилы. Лейкограниты и аляскиты распространены в центральной части массива, окруженной гранитами и гранодиоритами. Вдоль контакта с собскими кварцевыми диоритами в зоне мощностью 1–3 см жильные янаслорские граниты становятся криптокристаллическими (закалочная фация). В экзоконтактной зоне кварцевые диориты собского комплекса микроклинизированы.

Гранодиориты и биотитовые граниты связаны между собой постепенными переходами.

Гранодиориты – светло-серые породы равномернозернистой среднекрупнозернистой гипидиоморфной структуры и массивной, нередко порфи-

ровидной за счет крупных выделений цветных минералов и кварца или такситовой, обусловленной наличием неравномерных скоплений биотита и амфибола, текстуры. Состоят они (%) из плагиоклаза – (An_{30–50}), кварца (25–30) и калишпата (10–20). Фемические минералы представлены биотитом и амфиболом (обыкновенной роговой обманкой), содержание их в породе достигает 10–20%. Акцессорные минералы гранодиоритов – апатит и циркон. Породы в целом слабо изменены. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидот, клиноцоизит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, гранатом и цирконом.

Кварц образует ксеноморфные зерна (0,1–1 до 5 мм), характеризующиеся волнистым погасанием. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, образующим гипидиоморфные и ксеноморфные зерна пертитового строения, и микропегматитовые сростания с плагиоклазом и кварцем. Изредка на контакте ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза наблюдается реакционная пертит-антипертитовая кайма. Плагиоклаз (An_{25–30}) представлен зональными идиоморфными таблитчатыми кристаллами (1–2 до 4 мм). По плагиоклазу развиваются серицит и эпидот. Биотит образует мелкие (0,1–0,5 до 1–2 мм) удлинённые чешуйки неправильной формы, плеохроирующие от зеленовато-коричневого до темно-коричневого цвета, неравномерно распределённые в породе или образующие совместно с амфиболом и магнетитом такситовые скопления. Роговая обманка слагает редкие мелкие (от 0,5 до 2 мм) удлинённые таблитчатые кристаллы либо неправильные удлинённые зерна, характеризуется зеленым цветом, плеохроизмом от светло-зеленого до зеленого цвета и наличием микровключений магнетита. Рудные минералы представлены практически исключительно магнетитом, образующим изолированные зерна неправильной формы (от 0,1 до 1 мм) или зерна, участвующие совместно с биотитом и роговой обманкой в строении шлировидных обособлений. Кроме того, он присутствует в виде микровключений в биотите и роговой обманке.

Биотитовые граниты – наиболее распространенный тип пород янаслорского комплекса – состоят (%) из калиевого полевого шпата (микроклин, микроклин-пертит – 40–50), кварца (25–30 до 40) и кислого плагиоклаза (10–20). Цветные минералы представлены биотитом и, как исключение, обыкновенной роговой обманкой, суммарное содержание которых в породе от 2 до 5%. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, гранат, магнетит; вторичные минералы – хлорит, эпидот, клиноцоизит.

Цвет гранитов от светло-серого до розово-белого. Окраска обусловлена большим количеством калиевого полевого шпата и кварца (светло-серого) и малым количеством темноцветных минералов. Структура пород мелко-, средне-, крупно- гигантозернистая, равномернозернистая. Текстура массивная. Под микроскопом устанавливается гранитовая, а на отдельных участках пегматитовая структура, и массивная однородная текстура.

Микроклин образует гипидиоморфные либо неправильные кристаллы (от 1–2,3 до 5 мм). Для него характерны пертитовые структуры (пертиты прожилковые и сетчатые). На контактах с плагиоклазом микроклин образует мirmekитовые сростания, а в пегматоидных разностях – крупные (6–8 мм до

1,5 см) гипидиоморфные зерна. По результатам рентгенолюминесцентного анализа, микроклин имеет высокую степень триклинности. Плагиоклаз (An_{15-20}) образует удлиненные призматические и таблитчатые (от 1 до 3–4 мм), реже – гипидиоморфные (до 6 мм) кристаллы. По данным рентгенолюминесцентного анализа, плагиоклазу свойственна высокая упорядоченность – $\Delta = 0,9$. Изредка в идиоморфных зональных кристаллах возрастает основность (до An_{25-30}) их центральных частей. Кварц представлен ксеноморфными зернами (от 2–2,5 до 6 мм) с волнистым погасанием, а также червеобразными, изометричными с неправильными очертаниями зернами (до 1,5–2 мм), которые совместно с калишпатом формируют участки микропегматитовой структуры. В порфириовидных разностях кварц образует включения в крупных порфириовых выделениях калишпата и плагиоклаза. Биотит образует мелкие чешуйчатые и игольчатые зеленовато-коричневые кристаллы (0,5–2 мм), плеохроирующие от светло-зеленого до коричневого цвета, по которым развиваются хлорит и эпидот. Единичные зерна имеют более крупный размер (от 0,5–1,5 до 3 мм) и представлены удлиненными чешуйчатыми кристаллами, для которых характерны неправильные очертания и наличие многочисленных микровключений акцессорных минералов. Роговая обманка образует призматические удлиненные зерна (0,5–1 до 4,5 мм) зеленого цвета. Хорошо заметен плеохроизм от светло- до темно-зеленого цвета. Циркон представлен мелкими (до 1 мм) бесцветными дипирамидальными кристаллами со слабо развитыми гранями призмы. Микрозондовые исследования цирконов показали наличие существенной примеси Hf и обычные для акцессорного циркона гранитов отношения Zr/Hf и Th/U, равные соответственно 63 и 0,5. Кроме того, в цирконах установлены микровключения редкоземельных минералов. Наличие этих микровключений связано, в некоторых случаях с метамиктным распадом циркона, о чем свидетельствуют высокие (не менее 50 %) содержания ZrO_2 во включениях. В других случаях диагностируются ксенотим и торит (суммарная концентрация Th_2O_3 и UO_3 – до 40 %).

В целом биотитовые граниты по сравнению с гранодиоритами содержат больше кварца и калиевого полевого шпата, меньше цветных минералов.

Наиболее лейкократовая фация главной интрузивной фазы янаслорского комплекса представлена лейкогранитами и аляскитами, связанными между собой постепенными переходами и локализованными в центральных частях наиболее крупных тел гранитов–гранодиоритов. Они, вероятно, представляют собой наиболее дифференцированную, эвтектическую часть родоначального расплава.

Лейкограниты – светлые мелкозернистые массивные породы микроклин-альбит-кварцевого состава. Биотит в различной степени замещен мусковитом, реже – хлоритом и составляет первые проценты от объема породы. Крайне редко в ядрах зерен биотита сохраняются реликты роговой обманки. Кислый плагиоклаз (серицитизированный альбит), местами совместно с микроклином, участвует в сложении пертитовых агрегатов. Структура аллотриоморфнозернистая, реже – гранофировая с элементами гранобластовой.

Аляскиты – светлые породы розовато-белого цвета. Окраска обусловлена присутствием большого количества калиевого полевого шпата и светло-

серого кварца и практически полным отсутствием темноцветных минералов. Для них характерны равномернозернистые, среднезернистые разновидности гранитовой, аплитовой и участками микропегматитовой структур и массивная текстура. В породообразующих количествах присутствуют микроклинпертит (50–55 %), кварц (40 %), кислый плагиоклаз (5–10 %), единичные зерна биотита. Аксессуары представлены сфеном, гранатом, цирконом, апатитом, магнетитом. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, клиноцоизит.

Микроклин формирует гипидиоморфные зерна (от 2 до 6 мм) с пертитовой структурой. Кварц представлен изометричными ксеноморфными и червеобразными зернами (0,1–0,5 до 2,5–3 мм). Плагиоклаз представлен олигоклазом (An_{15-20}), образующим изометричные, призматические, иногда полисинтетически сдвойникованные зерна (от 1–2 до 3 мм), по которым развиваются серицит и сосюрит. Мелкочешуйчатый биотит в той или иной степени замещен мусковитом и хлоритом.

Среди лейкогранитов и аляскитов нередки разности, обогащенные более поздним наложенным мусковитом. С аляскитами и лейкогранитами Янаслорского массива связаны метасоматические образования кварц-полевошпатового и кварц-мусковитового состава (грейзеноподобные породы), несущие характерную редкометалльную (Мо) минерализацию.

Пегматиты и аплиты второй фазы янаслорского комплекса слагают жилобразные тела, мощность которых обычно не превышает первых сантиметров–первых десятков сантиметров. Зачастую встречаются «комбинированные» аплит-пегматитовые тела, где основная масса сложена мелко-тонкозернистым аплитом, а микроклин-пертитовые крупнозернистые агрегаты в аплите образуют своеобразные «лестничные жилы», располагаясь полосовидными выделениями поперек простираения тела.

Аплиты – мелко-тонкозернистые породы, имеющие в основном розовато-белую окраску, обусловленную особенностями минерального состава – большим количеством калишпата и кварца. Структура пород мелко равномернозернистая, аплитовая, текстура массивная. В сложении породы участвует калиевый полевой шпат (50 %), кварц (30 %), плагиоклаз (20 %), мусковит (3–5 %). Вторичные минералы – хлорит, эпидот.

Калиевый полевой шпат образует субидиоморфные зерна, содержащие включения плагиоклаза, замещаемые мусковитом, хлоритом и эпидотом. Плагиоклаз (An_{15-20}) представлен субидиоморфными таблитчатыми зернами (0,5–2 мм). Кварц образует ксеноморфные зерна (от 0,5–2 до 4,5 мм), обладающие волнистым погасанием. Мусковит образует мелкие чешуйчатые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты (до 0,5 мм), располагающиеся в виде включений в калиевом полевошпате. Зачастую по мусковиту развиваются хлорит и эпидот.

Пегматиты характеризуются в основном розовато-белой окраской, гигантозернистой пегматитовой структурой и массивной блоковой текстурой. Основные породообразующие минералы – калиевый полевой шпат (50 %), кварц (30 %), кислый плагиоклаз (20 %), мусковит (3–5 %). Вторичные минералы – хлорит, эпидот.

Калиевый полевой шпат образует крупные ипидиоморфные зерна (до 5–6 см), содержащие включения плагиоклаза и замещаемые мусковитом, хлоритом и эпидотом. Плагиоклаз–олигоклаз (Ap_{15-20}) представлен идиоморфными таблитчатыми кристаллами (около 2 см) и зернами с неправильными очертаниями. Ксеноморфные зерна кварца (от 2 до 4 см) характеризуются волнистым погасанием. Мусковит образует крупные чешуйчатые и пластинчатые шестиугольные кристаллы размером до 1,5 см или находится в виде включений в калиевом полевоом шпате, зачастую замещается хлоритом и эпидотом.

Пегматиты в «комбинированных» жилах практически не содержат слюды, зато в них нередко присутствует гранат. Пегматиты, слагающие «монопородные» жилы, обычно содержат частично мусковитизированный биотит.

Одновременно со становлением пород жильной фазы янаслорского комплекса происходило образование штокверков маломощных кварц-микроклиновых прожилков.

Петрохимический состав гранитоидов янаслорского комплекса вполне типичен для нормальных и лейкократовых гранитоидов. На диаграмме AF^*M они попадают в поле составов известково-щелочных пород с некоторым отклонением в сторону щелочного тренда дифференциации. На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ фигуративные точки составов гранитов и гранодиоритов комплекса ложатся в поле пород нормальной, а аляскитов – в поле пород повышенной щелочности. В гранодиоритах содержания CaO равны 2–4%, MgO – 1,7%, Fe_2O_3 – 3–4%, Al_2O_3 – 13–15%, сумма оксидов щелочных металлов равна 5–6%. Для гранитов характерны повышенные концентрации K_2O (5–6%) при нормальном содержании Na_2O (2–3,5%), вариации содержания кремнезема от 72 до 77%, Al_2O_3 – 12–14%, CaO – 1–2%.

На участках грейзенизации наблюдается рассеянная вкрапленность молибденита, халькопирита, турмалина.

Ранее [59] анализ ограниченных геохимических данных выявил, что по графикам $P3Э$ гранодиориты и граниты образуют особую группу, в которой они генетически связаны. Положительная аномалия Eu , фиксирующая фракционирование плагиоклаза в гранодиоритах соответствует отрицательной в гранитах, да и в целом графики $P3Э$ гранодиоритов и гранитов комплекса образуют как бы зеркальную пару, что считается одним из основных признаков комагматичности пород в серии кристаллизационных дифференциатов. Дополнительные исследования показали, что данные гранитоиды однозначно относятся к надсубдукционным (островодужным или андийским) и как бы надстраивают сверху поле графиков $P3Э$ и спайдер-диаграмм собского комплекса (рис. 14).

По данным породной термобарометрии, граниты формировались при $P_{общ} = 5$ кбар и $T = 945^\circ C$, а аляскиты – при $P_{общ} = 3,9$ кбар и $T = 890^\circ C$. Давление воды для этих пород составило соответственно менее 0,5 и менее 1,0 кбар. Гранитоиды янаслорского комплекса формировались в сухих условиях, что может свидетельствовать об их базальтоидном (андезитоидном) происхождении [59].

Возраст гранитов Янаслорского массива установлен В. Л. Андреевым на основании изохронного $Rb-Sr$ датирования – 383 млн лет [1]. По единичным

цирконам, предоставленным О. В. Удоратиной (ИГ КомиНЦ УрО РАН) U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) для янаслорского комплекса получен очень близкий возраст 383 ± 8 млн лет [75]. Проведенное нами датирование по единичным зернам цирконов U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) из гранитов янаслорского комплекса дало конкордантные датировки $386,5 \pm 6,0$ и $382,9 \pm 8,3$ млн лет (прил. 7). Таким образом, возраст комплекса уверенно датируется поздним девонем (фран), а началось его формирование предположительно в конце живета.

Позднедевонско-раннекаменноугольные интрузии

Мусюрский комплекс габбродолеритовый ($\nu\beta D_3-C_1m$). Комплекс выделен Ю. Е. Молдаванцевым, который объединил под этим названием дайковые тела долеритов и габбродолеритов, рвушие осадочно-вулканогенные отложения с органическими остатками эйфеля в верхней части и плутонические образования Малого Урала. Аналогичные дайки рассекают, кроме того, гипербазиты Войкаро-Сынинского массива и габброиды кэршорского комплекса. Породы мусюрского комплекса слагают отчетливо секущие дайки преимущественно «диагонального» (северо-западного, запад-северо-западного и северо-восточного) направления, которые, благодаря хорошей устойчивости к выветриванию, прослеживаются в виде гряд среди вмещающих пород. Мощность даек составляет 2–5 м, иногда 15–20 м, а пластовых залежей 50–100 м; протяженность значительная – до 2,5–3,0 км и до 14 км. Характер контактов долеритов с вмещающими породами активный. Мощность зоны контактового воздействия у крупных тел не превышает 2–3 м. Вмещающие породы в зоне контакта уплотняются, становятся массивными и обогащаются эпидотом, хлоритом, пиритом, халькопиритом.

Долериты и габбродолериты представляют собой мелкозернистые (в дайках), среднезернистые или крупнозернистые (в пластовых телах) массивные зеленовато-серые и темно-зеленые породы. Структура офитовая, габбро-офитовая, нередко бластомилонитовая. Для мелких даек обычна диабазовая структура, переходящая в бластодиабазовую. Состав долеритов (%): альбитизированный, иногда сосюритизированный плагиоклаз – 40–70, уралитизированный моноклинный пироксен – 10–40, уралит – 8–12, ильменит – до 10, апатит, рутил, пирит, халькопирит, сфен, лейкоксен. Уровень метаморфизма – пренит-пумпеллеитовая фация. По химическому составу долериты близки к средним типам пород группы долерита. Для них характерно высокое содержание железа (до 10%), резкое преобладание натрия над калием, а также пониженное содержание кальция [79].

Возраст комплекса, согласно Легенде... [84], условно принят позднедевонско-раннекаменноугольным.

Позднекаменноугольно-раннепермские интрузии

Погурейский комплекс плагиогранитовый ($p\gamma C_3-P_1pg$) выделен Ю. Е. Молдаванцевым в 1969 г. Он относил гнейсовидные мусковитовые плагиограниты к салаирским интрузиям. В. Ф. Морковкина описывала жило-

образные тела кварцевого, кварц-плаггиоклазового и плаггиоклазового состава как метасоматические образования. Г. Н. Савельева и Х. Т. Шляхова, а затем, А. А. Ефимов и Т. А. Потапова [32] предложили рассматривать эти породы как продукты метаморфизма пород подошвы Войкаро-Сынинского аллохтона, образованные в результате метаморфизма и частичного плавления кислых эффузивов контрастно дифференцированной вулканогенной толщи.

На территории листа комплекс представлен рядом относительно крупных тел плаггиогранитов и плаггиоаплитов, залегающих в зоне ГУН. В междуречье Игядей-Юган и Погурей (Восточный) плаггиограниты прорывают и мигматизируют как образования грубешорской и моллюдшорской свит, развитых к западу от ГУН, так и габброамфиболиты дзеляюского комплекса к востоку от него. В бассейне руч. Пальниктьвис – образования грубешорской и моллюдшорской свит к западу от ГУН и метаморфиты пальникшорской толщи к востоку. Вторая полоса развития многочисленных мелких тел плаггиогранитов наблюдается среди западных габброидов кершорского комплекса, ультрамафитов райизско-войкарского комплекса и зоне серпентитового меланжа в верхнем течении р. Сред. Лагорта и верховьях р. Юньяга. Эти тела группируются в полосу северо-северо-восточного простирания (шириной 0,3–0,8 км), которая пересекает контакт габброамфиболитов и гипербазитов. Здесь плаггиограниты и плаггиогранитогнейсы обнажены непосредственно на контакте аллохтона с толщей вулканитов, содержащей прослойки дацитриолитов и метабазальтов, по которым развиваются глаукофановые сланцы. Наиболее крупное тело, имеющее в плане неправильные очертания, вытянуто по азимуту 5–10°. Длина его – более 3 км, ширина – 0,3–0,8 км. К северо-востоку от него располагаются жилообразные тела размером 0,2–0,4 × 0,06–0,15 км. Далее, по направлению к долине р. Хойла, плаггиограниты встречаются все реже, а размеры тел сокращаются до 10–20 × 50–100 м. Севернее р. Хойла их сменяют жилы плаггиоклаз-актинолитового состава, мощностью от нескольких сантиметров до 5–7 м [135].

Кроме того, серия мелких тел, условно отнесенных к данному комплексу, закартирована в восточной полосе развития кэршорского комплекса от р. Лагорта-Егарт до р. Кокпела. Здесь они слагают линзовидные тела протяженностью от 0,1–0,2 км до 0,5 × 3 км. Контакты с амфиболитами, как правило, неровные, постепенные. В экзоконтактных зонах в амфиболитах появляются мусковит, кварц, а в зоне эндоконтакта плаггиограниты насыщены цоизитовыми прожилками и содержат меланократовые (эпидот-роговообманковые + гранат) включения.

Макроскопически плаггиограниты разных ареалов распространения несколько различаются. В районе верхнего течения р. Кокпела они представляют собой среднезернистые породы, с грубоплитчатой отдельностью, с гнейсовидной текстурой, светло-серого, розовато-кремового, розового цвета с темно-серыми петельчатыми полосками цоизита и блестящими чешуйками серицитизированного мусковита. В породе присутствуют амфибол-плаггиоклазовые пегматоидные обособления, имеющие облик лейкосом за счет согласной с разгнейсованностью ориентировкой плаггиоклаза. Плаггиограниты сложены кислым плаггиоклазом (около 50 % от общей массы), кварцем

(до 35 %), а также цоизитом и мусковитом, присутствующими примерно в равных количествах – не более 10 % каждый. Постоянно присутствуют акцессорные циркон, апатит, рутил, сфен, пирит. Плагиоклаз представлен альбитом, образующим две генерации зерен: 1-я генерация распространена незначительно и представлена сравнительно крупными (до 1,5 мм) изометричными таблитчатыми, реже ксеноморфными выделениями, с неровными контурами, корродируемыми кварцем и альбитом второй генерации; альбит 2-й генерации образует ксеноморфные зерна, как правило, вытянутые согласно общей гнейсоватости и имеющие взаимные прорастания с кварцем. Размеры зерен альбита 2-й генерации не превышают 0,6–0,7 мм, обычно находясь в пределах 0,2–0,4 мм. Размер ксеноморфных зерен кварца не превышает 0,5 мм. Клиноцоизит образует выделения неправильной формы, размером 0,2–0,5 мм, часто находящиеся в сростании с мусковитом, а также зернистые скопления. Часто он цементирует зерна кварца и плагиоклаза. Амфибол встречается в виде зерен неправильной формы размером 0,1–0,3 мм, слабо окрашенных и слабо плеохроирующих. Гранат образует идиоморфные кристаллы, которые иногда, при размерах до 1 мм, приобретают облик порфиробластов. В ряде случаев, в пределах зерна граната отмечаются остаточные включения кварца и цоизита. Чаще кварц и цоизит сохраняются в центральной части зерна граната. Подобные соотношения указывают на метакристаллическую природу граната и его рост по системе трещин. Часто встречающиеся достаточно крупные (0,1–0,3 мм) зерна сфена иногда цементируют более мелкие выделения рутила. Мелкие, менее 0,1 мм, зерна циркона встречаются в пределах полей развития кварца [135].

Плагиограниты, прорывающие ультрабазиты и метавулканы у истоков Сред. Лагорты, характеризуются массивной текстурой, средне-, крупнозернистой структурой, белым, розово-кремовым цветом, неравномерным распределением скоплений мусковита. Порода имеет неясно выраженную макрогнейсоватость и сложена кислым плагиоклазом и кварцем, присутствующими в пропорциях примерно 2 : 1 и часто слагающими более 90 % породы. Оставшиеся 5–10 % приходятся в основном на долю мусковита, распространенного крайне неравномерно. В небольших количествах присутствуют цоизит, амфибол и хлорит, а также биотит. Микроскопически устанавливается резко выраженное порфириновидное строение породы. Порфиробласты размером до 6–7 мм сложены альбитом, чаще всего имеющим изометричную таблитчатую форму. Границы зерен, как правило, корродированы кварцем и альбитом основной массы. Сами зерна интенсивно серицитизированы и сосюритизированы. Порода несет ярко выраженные следы твердо-пластических деформаций. Местами порода приобретает очковую текстуру, когда порфиробласты альбита обтекаются вытянутыми зернами кварца и раннего плагиоклаза. Зерна кварца и альбита основной массы, при размерах в первые доли миллиметра, имеют ксеноморфно-изометричную либо удлиненную форму, ориентированную согласно направлениям деформаций. Редкие листочки мусковита (2 мм) часто расщеплены и изогнуты. Акцессорные минералы представлены апатитом (до 50 % тяжелой фракции), пиритом (до 10 %), хромитом (до 10 %),

монацитом (до 2 %) (реже встречаются гранат и циркон), вторичные минералы – эпидотом, хлоритом, карбонатом (доломитом) [32].

Плагиигранитогайсы, залегающие среди метавулканитов, иногда макроскопически, они имеют практически сливной облик. Порода окрашена в светлые оттенки серого, вплоть до белого цвета, отчетливо проявлена гнейсовидная текстура. Микроструктура породы порфирикластовая, деформированные порфирикласты серицитизированного кислого плагноклаза сцементированы мелкозернистой основной массой, порода имеет облик метавулканита. Основная ткань породы образована примерно одинаковыми по размеру (около 0,1 мм), слегка уплощенными в направлении гнейсоватости, изометрично-ксеноморфными зернами кварца и плагноклаза. Количество цветных минералов составляет не более 10 %. Цветные минералы представлены мусковитом и светло-желтым эпидотом, в аксессуарных количествах присутствуют цоизит, амфибол, хлорит, сфен, апатит, циркон и карбонат.

Контакты плагиигранитов с габброноритами и цоизитовыми амфиболитами нерезкие. В плагиигранитах, в зоне контакта с габброидами, сначала появляются зеленовато-серые агрегаты клиноцоизита, рассеянные зерна буровато-розового граната, иголки актинолита. С приближением к контакту эти минералы группируются в полосы шириной 1–3 до 10–20 см, что приводит к возникновению характерных полосчатых пород с чередованием разностей гранитоидного и клиноцоизит-амфиболового состава. Далее эти породы сменяются габброидами с чрезвычайно изменчивым составом, структурами и текстурами. Тонкозернистые игольчатые амфиболиты чередуются с крупнозернистыми цоизитовыми и гранатовыми габбро, среди которых встречаются линзы и пятна неправильной формы (размером 0,3–0,8 × 1–5 м) плагноклаз-роговообманковых и существенно плагноклазовых пород пегматоидной структуры. Иногда в 4–6 м от плагиигранитов в габброноритах хорошо различаются четковидные полоски кварца и его отдельные зерна, ориентированные согласно с общим направлением полосчатости, гнейсовидности, а также крупные чешуйки мусковита [135].

Величина зон измененных габбро на контакте с крупными телами плагиигранитов может достигать 10–20 м, после чего измененные породы сравнительно резко сменяются почти свежими габброноритами. Мелкие тела плагиигранитов сопровождаются широкими (до 100 м) зонами альбитизированных, эпидотизированных габброидов с участками мигматитов пегматоидного типа. Контакт плагиигранитов с гипербазитами наблюдался на восточном склоне р. Лев. Лагорта. Здесь в крупнозернистых плагиигранитах светло-серого цвета с зернами шахматного альбита в направлении к контакту с аподунитовыми серпентинитами появляются вначале редкие призмы роговой обманки и петельчатые агрегаты актинолита. Постепенно плагииграниты превращаются в роговообманково-альбитовые породы светло-серого цвета с мусковитом, в которых под микроскопом, помимо апатита и сфена, отмечены октаэдрические кристаллы хромита размером до 0,45 мм. На протяжении первых метров эти роговообманково-альбитовые породы сменяются темно-серыми актинолит-альбитовыми породами с крупными пластинками хлорита. Непосредственных переходов последних к аподунитовым серпентинитам не

установлено. В самих серпентинитах у контакта встречены мелкие призмы актинолита и прожилки плагиоклазового состава [135].

В отдельных случаях в обрамлении крупных тел плагиогранитов залегают плотные массивные плагиоклазиты и актинолит-плагиоклазовые породы, в которых плагиоклаз представлен андезином. Иногда эти актинолит-плагиоклазовые породы и плагиоклазиты залегают в виде отдельных самостоятельных тел, с которыми парагенетически связана рубиновая минерализация. По химическому составу актинолит-плагиоклазовые породы относятся к породам нормального ряда с резко повышенным содержанием натрия. Содержание кремнезема в них понижено, тогда как количество фемических компонентов не меняется в сравнении с плагиогранитами. К полю развития плагиогранитов в гипербазитах приурочены жилы плагиоклаз-актинолитового и актинолитового состава, внешний облик и строение которых сходны с породами приконтактных зон плагиогранитов. Мощность этих жил колеблется от нескольких сантиметров до 5 м, их простираение составляет 40–50°. В центральных частях наиболее крупных жил встречаются скопления и мелкие линзы светло-серого кварца. Мелкие альбит-актинолитовые жилки, чередуясь с серпентинитом, образуют своеобразную полосчатую породу.

Плагиограниты и плагиогранитогнейсо-граниты в целом характеризуются значительными вариациями SiO_2 , резким преобладанием натрия над калием и незначительным количеством фемических компонентов. На диаграмме «альбит–анортит–ортоклаз» фигуративные точки составов пород попадают в поле трондьемитов. При этом содержание натрия колеблется от 2,6 до 11 масс. %, тогда как содержания калия и кальция остаются более постоянными и находятся в пределах 0,5–1,5 и 0,5–3 масс. % соответственно, что отражает существенно альбитовый состав плагиоклаза. Для плагиогранитов, прорывающих ультрабазиты, характерна обратная пропорциональная зависимость между количеством SiO_2 и суммой щелочей. Низкие содержания фемических компонентов в плагиогранитах и плагиогранитогнейсах отражает небольшое количество темноцветных.

Предполагается, что с этим комплексом связаны альбититы и жадеититы зоны ГУН [135, 139, 29].

Формирование комплекса связывается с доходящим до частичного плавления метаморфизмом раннепалеозойских отложений пассивной окраины ВЕК, сгруженных в аккреционной призме при позднепалеозойской коллизии. Полученные нами определения абсолютного возраста по единичным зернам цирконов показывают набор датировок от 2600 до 350 млн лет, что отчетливо свидетельствует о ксеногенном характере цирконов, накопившихся в породах пассивной окраины (в том числе и при размыве докембрийского фундамента), которые впоследствии участвовали в частичном плавлении аккреционной призмы. В этой связи возраст комплекса определяется как позднекаменноугольно-раннепермский.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-41-XVI относится к двум крупным тектоническим единицам – Уральский складчатой системе (западный сегмент), Западно-Сибирской плите и мезозойской тектонической единице более мелкого ранга – Усинско-Лемвинской депрессии, граница между которыми на современном эрозионном срезе проводится по границе платформенного чехла и верхнемеловым отложениям депрессии. В «тектоническом разрезе» территории выделяются три структурных этажа: байкальский, каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский, их границей является региональное угловое и структурное несогласие.

Байкальский структурный этаж представлен в выходах на поверхности к западу от ГУН преимущественно вулканогенными складчатыми образованиями позднего рифея–венда. Первичный структурный план байкалид, по геофизическим данным, имеет северо-западную ориентировку [38], позднее он полностью переработан в результате каледоно-герцинского тектоногенеза. Однако первичная структура байкалид послужила причиной позднейшей поперечной зональности Урала в виде так называемых поперечных поднятий и опусканий. Западная часть территории листа относится к Лемвинскому поперечному опусканию. К востоку от ГУН образования байкальского структурного этажа представлены габбро и амфиболитами дзеляюского комплекса.

Каледоно-герцинский структурный этаж к западу от ГУН сложен интенсивно дислоцированными позднекембрийско-раннепермскими образованиями. К востоку от фронтальной части ГУН он представлен северной частью ордовикско-раннесилурийского Войкарского офиолитового пояса (дунит-гарцбургитовая, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формации и габбродолеритовая формация параллельных даек), среднепалеозойскими магматическими формациями энсиматической Малоуральской островной дуги позднего ордовика–девона (юной островной дуги – базальт-риолитовой; базальт-андезит-дацитовая и габбродиорит-плагиогранитовой), а также конгломерат-песчаной и позднекаледонской гранитовой формации.

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж в пределах Западно-Сибирской платформы сложен почти горизонтально залегающими юрскими и меловыми образованиями чехла Западно-Сибирской плиты (песчано-алевритоглинистая формация). В пределах Усинско-Лемвинской депрессии обнажаются верхнемеловые породы – песчано-глинисто-опоково-диатомитовая глауконитсодержащая формация.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Уральский складчатый пояс занимает всю территорию листа. Западная часть листа относится к Лемвинскому синклинорию, входящему в состав Западно-Уральского мегасинклинория, восточная – к Войкарскому синклинорию Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, граница между ними в современной структуре проходит по Главному Уральскому надвигу (ГУН). В центральной части листа к западу от линии ГУН выделяется Пальникшорский террейн, представленный блоком метаморфизованных пород контрастной базальт-риолитовой формации (пальникшорская толща), предположительно позднерифейского возраста. Наиболее вероятно, он является фрагментом структуры Центрально-Уральского мегантиклинория.

ЛЕМВИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Ядро Лемвинского синклинория выполнено образованиями Лемвинского аллохтона. Лемвинский аллохтон в плане имеет сложную дугообразную форму, выпуклостью обращенную к западу–северо-западу и фактически представляет собой крупную синформу. Его длина составляет около 340 км, а ширина достигает 45 км. Западный край скрыт под мезозойскими (верхний мел) отложениями платформенного чехла. В его строении различаются два пакета покровов (структуры 1-го ранга): Западно-Лемвинский и Восточно-Лемвинский, последовательно надвинутые друг на друга (с северо-запада на юго-восток и соответственно снизу вверх) [80, 82]. Каждый из них имеет сложное складчато-чешуйчатое строение и характеризуется своим фациальным типом разреза палеозойских отложений, относящихся к различным участкам палеобассейна седиментации Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В составе пакетов покровов выделяются более мелкие покровы, пластины и чешуи. Кроме того, в составе Восточно-Лемвинского пакета присутствуют чешуи допалеозойских образований, рассматриваемые как «безкорневые доуралиды».

Складчатые структуры, имеющие уральское простираание и характеризующиеся тенденцией к опрокидыванию на запад, в основном превращены в серии мелких чешуй, отвечающих крыльям изоклинальных складок и обычно срезаются более крупными надвигами.

Западно-Лемвинский пакет покровов

На территории листа в составе Западно-Лемвинского пакета выделяется Западный покров, в составе Восточно-Лемвинского – Грубеинский, Верхнепарнокско-Воравожский, Верхнехаротский, Приводораздельный покровы и серия пластин (Игядейганская и Грубешорская), круто падающих к востоку.

К **Западному покрову** нами отнесена полоса развития силурийско-девонских образований лемвинского комплекса в среднем течении рек Мал. Хойлаю и Пага и каменноугольно-пермские образования лемвинского ком-

плекса в северо-западной части листа. В строении покрова участвуют образования качамылькской (на листе не представлена), харотской, пагинской, няньворгинской, яйюской и кечпельской свит. Такой набор стратиграфических подразделений указывает скорее всего на то, что тектоническое отслоение при формировании покрова произошло по границе среднеордовикских и нижнеордовикских отложений. При этом последние были, вероятно, представлены мелководными фациями елецкого типа, о чем свидетельствует широкое развитие известковистых песчаников и алевролитов с обильной мелководной фауной в низах качамылькской свиты. Нормальные контакты между свитами внутри покрова в большинстве случаев тектонизированы, однако первичная последовательность стратиграфических подразделений на крыльях крупных структур, прямая или обратная, обычно сохраняется. Преобладают кливажные, часто килевидные нарушения, осложненные многочисленными продольными сколами. Напряженность деформаций возрастает с северо-запада на юго-восток. В этом направлении относительно крупные вытянутые складки с хорошо выраженными замками и сколами в подвернутых крыльях замещаются сплюснутыми, близкими к изоклинальным, узкими нарушениями, осложненными многочисленными продольными и диагональными взбросами [135].

В составе Западного покрова нами выделена Ниедзьюская синклиналь размером 30×16 км с осевой поверхностью, ориентированной в северо-восточном направлении. Юго-восточное крыло крутое (угол падения $70-80^\circ$), северо-западное – более пологое (угол падения $50-60^\circ$). Шарнир полого погружается к северо-востоку. В ядре выходят образования кечпельской свиты. На крыльях выходят породы харотской свиты. Крылья осложнены мелкой складчатостью.

Восточно-Лемвинский пакет покровов

Грубеинский покров в целом представляет собой полого-волнистую пластину, которая перекрывает Западный покров. Западная его граница проходит по Грубеинскому надвигу. На территории листа представлен крайне ограниченно, в его строении участвует только погурейская свита. Ограничивающая чешуи снизу плоскость Грубеинского надвига имеет сравнительно крутое залегание ($50-70^\circ$).

Верхнепарнокско-Воровожский покров по своему внутреннему строению сходен с Грубеинским покровом, сложен образованиями погурейской свиты, пагатинско-кибатинской свиты нерасчлененной и бескорневыми доуралидами, представленными молюдовоожской свитой. Западная его граница проходит по Верхнепарнокскому надвигу, который срезает структуры Грубеинского покрова.

Приводораздельный покров сложен образованиями погурейской, копельской, грубеинской, харбейшорской свит, черногорской серии и моллюдорской и грубешорской свиты, а также риолитами пожемского комплекса. Для покрова характерно мелкочешуйчатое строение (с преобладающими крутыми юго-восточными падениями пород в каждой из чешуй), на

фоне которого по выходам разновозрастных отложений вырисовываются вытянутые линейные синклинали и антиклинали. Западная граница покрова проходит по Приводораздельному надвигу.

Игядейганская пластина является наиболее восточной в структуре аллохтона. Она сложена образованиями моллюдшорской и грубешорской свит и надвинута по линии Игядейганского надвига на Приводораздельный покров.

Верхнехаротский покров по линии Верхнехаротского надвига перекрывает Западный покров и является аналогом Грубеинского покрова. В его строении на территории листа принимает участие только грубеинская свита.

Грубешорская пластина отвечает одноименному покрову, выделенному С. В. Руженцевым [74]. В районе он сложен исключительно кремнисто-вулканогенными образованиями моллюдшорской и грубешорской свит среднеордовикско-позднедевонского возраста и по мере движения на юго-запад срезает Верхнехаротский покров. В свою очередь перекрывается серпентинитовым меланжем зоны Главного Уральского надвига.

Формирование структуры Лемвинского аллохтона происходило в три этапа. В течение первого произошло тектоническое расслоение разреза и шарьирование основных покровов с одновременным образованием лежащих складок вследствие неоднородного сдвига при движении покровов. Выдвижение шарьяжей могло начаться не ранее конца среднего карбона для восточной части и не ранее конца ранней перми для западной части Лемвинской СФЗ, что определяется нормальными стратиграфическими соотношениями с подстилающими отложениями яйюской и кечьпельской (на западе) свит, участвующих в строении покрова. Время надвигания аллохтона на отложения Елецкой СФЗ определяется концом ранней перми [80, 82]. В течение второго этапа, при усиливающемся тангенциальном давлении с востока, произошла полная складчатая переработка структур первого этапа, которые частично сохранились только в части аллохтона, надвинутой на карбонатную платформу. Последняя длительное время являлась «жестким упором», ограничивающим с запада зону интенсивных складчатых дислокаций. Деформации второго этапа начали активно проявляться после завершения основного этапа шарьирования. В течение третьего этапа произошло смятие автохтона и формирование синформных и антиформных структур аллохтона; эти процессы начались не ранее конца поздней перми и закончились в юрское время [80, 82].

Пальникшорский террейн представляет собой самостоятельный блок, принадлежность которого дискуссионна. Как отмечалось выше, расположен между Лемвинским и Войкарским аллохтонами. Сложен в основном породами одноименной толщи. При ширине до 8 км тектоническая пластина протягивается в субмеридиональном направлении от района р. Сред. Лагорга до р. Пага. Пластина характеризуется складчатым строением с предпочтительной северо-западной вергентностью, крутым падением осевых поверхностей (50–70°) и опрокинутым залеганием. В отдельных случаях в обнажениях удается наблюдать замки мелких открытых складок с пологими шарнирами, погружающимися к югу и северу. Это может указывать на то, что вся пластина представляет собой пакет разномасштабных опрокинутых складок, ослож-

ненных многочисленными мелкоамплитудными взбросо-надвигами, т. е. иметь взбросовое складчато-чешуйчатое строение [72]. Западная граница пластины проходит по Пальникшорскому надвигу.

ВОЙКАРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

В составе Тагило-Магнитогорской мегазоны выделяется Войкарский синклинорий [34, 29]. Также нередко Войкарский синклинорий рассматривается в качестве одноименного аллохтона. Как нам представляется, эти точки зрения не противоречат друг другу, так как в структуре, по геологическим данным, уверенно выделяется отрицательная структура – Войкарский синклинорий, который существенно тектонизирован, разбит надвигами на отдельные пластины и находится в той или иной степени в аллохтонном положении. На территории листа представлено только северо-западное крыло Войкарского синклинория.

В геологической структуре Войкарского аллохтона, на территории листа выделены три сложно построенных тектонических блока (структуры 2-го порядка), которые представляют собой тектонические пластины, круто падающие на юго-восток под углами 50–70°. Нижняя, самая западная Хулгинская пластина (Дзеляюско-Хордююский террейн) представлена ультрамафитами (дзеляюский комплекс). Средняя – Пайерская сложена ультрабазиитами, габбро и долеритами (райизско-войкарский, кэршорский, лагортаюский комплексы). Верхняя, восточная – Лагортинская – Лагортинско-Кокпельским плутоном и вулканогенно-осадочными разрезами островодужного комплекса, которые включаются в пластину (войкарская и малоуральская свита).

Хулгинская пластина представляет собой крупный блок (Дзеляюско-Хордююский террейн) полосчатых клиноцоизит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллосланцев и гранат-клиноцоизитовых амфиболитов с реликтами магматических габброидов. Линейно-полосчатые текстуры метаморфитов сформированы на раннем этапе относительно низкотемпературного амфиболитового метаморфизма, по первичной магматической полосчатости они характеризуются простираниями в интервале 280–290° и субвертикальным падением. Поздний метаморфизм, связанный с процессами надвигообразования, привел к образованию цоизит-гранатовых и гранатовых амфиболитов по апогаббровым амфиболитам. Зоны развития цоизит-гранатовых и гранатовых амфиболитов слагают относительно широкую полосу вдоль восточного ограничения Хулгинской пластины на контакте с метабазиитами и гипербазиитами Пайерской пластины [73]. В отдельных обнажениях удается наблюдать замки мелких открытых складок, характеризующихся в большинстве случаев субвертикальными шарнирами. Западная граница пластины проходит по Главному Уральскому надвигу.

Пайерская пластина имеет сложную структуру, которая подчеркивается полосчатостью пород, их минеральной линейностью и плоскостными ориентировками минеральных агрегатов, а также наличием зон пластического течения и динамометаморфических преобразований пород. Соотношения этих

структурно-текстурных элементов позволяют реконструировать внутреннее строение пластины и этапность ее структурной эволюции.

Среди гарцбургитов райзско-войкарского комплекса местами сохранились реликтовые тела слабоистощенных лерцолитов. Структурно этот ранний этап выразился в образовании метаморфогенной полосчатости в формирующихся гарцбургитах, тогда как в реликтовых лерцолитовых телах полосчатость проявлена гораздо слабее. Следующий этап эволюции офиолитов связан с высокотемпературными пластическими деформациями пород и выразился в новообразовании диопсида и хромшпинелидов с формированием либо разобщенных лентикулярных шлиров, либо четкой полосчатости, вплоть до образования моно- или биминеральных прослоев. На последующих этапах структурной эволюции офиолитов развились складчатые деформации гарцбургитов и сколовые трещины, выполненные жилами дунитов и пироксенов. Ориентировки директивных текстур гарцбургитов и пород кэршорского «полосчатого» комплекса отчетливо несогласны. Это указывает на формирование последних при сжатии, ориентированном субперпендикулярно к простираанию гарцбургитового тела [65]. Последующие структурные преобразования офиолитов связаны с синметаморфическими дислокациями – формировались зоны пластического течения, маркируемые гранатовыми и цоизитовыми апогаббровыми амфиболитами.

По ультрабазитам развиты амфибол-, тальк-, антигорит-оливиновые породы. Эти образования сформировались в зонах пластического течения, которые маркируют собой зоны коровых покровно-надвиговых движений. Вероятно, на тех же глубинах и в том же тектоническом режиме сформировалась относительно поздняя часть низкотемпературных амфиболитов по габброидам кэршорского комплекса. Мозаично размещенные актинолит-анортитовые породы по габброноритам и габбро, формировавшиеся в верхних горизонтах океанической коры без возникновения структур течения и рассланцевания, указывают на то, что зеленосланцевый метаморфизм проявился в тектонически спокойной обстановке. Массовая серпентинизация ультрабазитов выразилась в формировании структуры изотропной петельчатой сетки прожилков хризотила, равномерно пронизывающей оливиновую массу. Это указывает на полное отсутствие стресса при ее формировании.

Вдоль восточного ограничения Пайерской пластины по габбро и габбро-долеритам верхней части разреза кэршорского комплекса сформировались плагиоклаз-роговообманковые амфиболиты, зоны цоизит-актинолитовых и зеленых хлорит-актинолит-альбитовых сланцев, а по секущим диагональным зонам в ультрабазитах – зоны рассланцованных серпентинитов с магнетитом, иногда с сульфидами. Эти дислокационные структуры связаны с проявлением наиболее поздних крупноамплитудных сдвиговых перемещений по границам отдельных блоков [135]. Западная граница пластины проходит по Дзеляюско-Хордьюскому надвигу и Главному Уральскому надвигу.

Лагортинская пластина надвинута на Пайерскую пластину с востока. В ее подошве расположена зона тонкополосчатых бластомилонитов плагиоклаз(андезин-лабрадор)-роговообманкового состава с мигматитами, жилами плагиогранитов и тектоническими блоками пород Пайерской пластины. На

ряде участков массивные диориты внедрены непосредственно в габбро и диабазы с ороговикованием пород на контактах и образованием жильных апофиз. Здесь же в диоритах присутствуют остроугольные ксенолиты диабазов, габбро и пироксениты. Однако чаще диориты имеют полосчатые гнейсовидные текстуры и содержат линзовидные ксенолиты андезин-роговообманкового состава. Полосчатость в них наклонена на восток под углами 40–60° и образует складки течения, опрокинутые к северо-западу [65].

Вторичные структуры представлены довольно простыми складчатыми формами, в которые дислоцированы среднепалеозойские стратифицированные образования. Западная граница пластины проходит по Хулгинско-Пятиречьянскому разлому.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Фундаментом Западно-Сибирской плиты является восточная часть Уральской складчатой системы. Он представлен образованиями ядра Войкарского синклинория – вулканогенными и вулканогенно-терригенными породами девона, прорванными интрузиями гранитоидов.

Чехол Западно-Сибирской плиты сложен терригенными осадками юрского и мелового возраста. Нижне- и среднеюрские отложения представлены континентальными песчано-глинистыми породами. Верхнеюрские и нижнемеловые породы сложены аргиллитами и песчаниками (песчано-алевритоглинистая формация). В составе чехла, на основе приведенных вещественных описаний можно выделить один структурный ярус. К ярусу в пределах листа могут быть отнесены отложения от яныманьинской свиты до улансынкой свиты вверху включительно. Принадлежащие к нему образования распространены вдоль Уральской складчатой системы.

По особенностям строения чехла в Западно-Сибирской плите выделяется Шурышкарская мегавпадина, вытянутая в целом в северо-северо-восточном направлении и Тильгимский выступ. В их составе выделяются более мелкие структуры: Северо-Приполярная моноклираль (Шурышкарская мегавпадина) и Войкарский структурный мыс (Тильгимский выступ).

УСИНСКО-ЛЕМВИНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

В пределах Усинско-Лемвинской депрессии (впадины) обнажаются горизонтально залегающие вернемеловые породы – песчаники кварцево-глауконитовые с прослоями кремнистых глин, опоки и диатомиты глауконитопоковой толщи, которые представляют собой фрагменты чехла Тимано-Печорской платформы.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Возраст подавляющего большинства разрывных нарушений на территории листа предполагается позднепалеозойско-раннемезозойским. Наиболее

крупными из них являются Главный Уральский надвиг, Пальникшорский, Грубенинский и Верхнехаротский надвиги, Хулгинско-Пятиречьянский разлом сложной кинематики. Среди многочисленных более мелких нарушений собственное наименование имеют Грубешорский, Верхнепарнокский, Приводораздельный, Игдейёганский и Дзеляюско-Хордьюсский надвиги.

Главный Уральский надвиг является границей образований палеоконтинентального и палеокеанического секторов уралид. По представлениям целого ряда авторов [35, 85 и др.] он наследует палеозону Беньофа, падавшую на восток. В пределах листа ГУН проводится в подошве Войкарского аллохтона. Во фронтальной части ГУН в одних случаях распространен мощный тектонической серпентинитовый меланж, а в других расположена полоса высокометаморфизованных глубинных пород и зона гранат-актинолит-эпидотовых сланцев с прослоями полосчатых яшмоидов, а также глаукофановые породы («голубые сланцы»). Зона ГУН от бассейна р. Хойла на севере до бассейна р. Пага на юге расположена между неравномерно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами пальникшорской свиты и, в различной степени, измененными ультрабазит-базитовыми породами дзеляюского комплекса, образующими массив Хордьюс. В строении зоны принимают участие блоки (до 100×300 м) пород обоих таксонов. В подошве ГУН прослеживается полоса интенсивного катаклаза и милонитизации. В пределах всей зоны ГУН развиты линзы скольжения и плейчатость (первые см). В Хордьюском массиве и пальникшорской свите наблюдается приразломная мелкая складчатость, а в последней – и сопряженные трещины.

В ходе нашей интерпретации [72] выделены два главных типа дислокаций – ранние пластические деформации, представленные главным образом мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам, секущим метаморфическую сланцеватость.

Пальникшорский надвиг падает под углами $30\text{--}60^\circ$ на юго-восток и отделяет Лемвинский аллохтон от Пальникшорского террейна. К нему приурочен тектонический меланж и полоса развития глаукофановых сланцев.

Грубенинский надвиг падает под углами $30\text{--}50^\circ$ на юго-восток и отделяет Западнолемвинский пакет покровов от Восточно-Лемвинского.

Верхнехаротский надвиг по сути является северным продолжением Грубенинского, так как занимает аналогичную структурную позицию, разграничивая Западно-Лемвинский и Восточно-Лемвинский пакеты покровов. Имеет сравнительно пологое залегание и падает под углом $30\text{--}60^\circ$ на юго-восток.

Верхнепарнокский, Приводораздельный, Игдейёганский и Грубешорский надвиги аналогичны по своей кинематике и трактуются нами как взбросо-надвиги, падающие под углом $30\text{--}60^\circ$ на юго-восток и отделяющие покровы и пластины друг от друга.

Мощные зоны дробления на контактах пластин в составе Лемвинского аллохтона отсутствуют; отмечается лишь интенсивная милонитизация пород в полосе шириной 3–5 м. Залегание слоистости, как правило, параллельно наблюдающемуся контакту и обычно крутое ($40\text{--}70^\circ$). Все это свидетельствует о первоначально доскладчатой шарьяжной природе этих разломов.

Дзеляюско-Хордьюсский надвиг имеет сравнительно крутое падение – 50–70° и разграничивает Хулгинскую и Пайерскую тектонические пластины.

Хулгинско-Пятиречьянский разлом представляет собой малоамплитудный взбросо-надвиг, по которому Лагортинская пластина надвинута на Пайерскую. Срыв образовывался в подошве собского комплекса, по принципам механической стратиграфии (между массивными габброидами и хрупкими диоритами).

Необходимо добавить, что внутри Войкарского синклиория весьма характерна система сдвигов, северо-западной и субмеридиональной ориентировки, преобладают левосторонние смещения с амплитудой до 2 км. Разломы эти весьма многочисленны, хорошо дешифрируются на АФС, но на карте из них показаны только наиболее значимые, вследствие незначительных амплитуд перемещения по большинству из них.

Наиболее крупным из них является Погурейский сбросо-сдвиг, который обуславливает поперечное блоковое строение Пайерского покрова.

Отчетливо проявленных высокоамплитудных разрывных нарушений мезозойско-кайнозойского возраста на территории листа не установлено. По всей видимости, поднятие Урала имело в позднем кайнозое преимущественно сводовый характер.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Наиболее древними образованиями на территории листа являются породы пальникшорской (RF₃) толщи и малюдвожской (RF₃–V) свиты. Дзеляюский ультрамафит-метагабброноритовый (метаофиолитовый) комплекс с датировкой 578 ± 11 млн лет, слагающий тектоническую пластину горного массива Хордьюс, имеет надсубдукционные геохимические параметры [109, 59]. С запада эта пластина граничит с образованиями пальникшорской толщи. Граница между этими структурными единицами тектоническая, однако их тесная пространственная ассоциация вдоль всего изученного отрезка Полярного Урала и специфические вещественные характеристики свидетельствуют, на наш взгляд, о тесном генетическом родстве, которое может трактоваться как офиолитовое. Впервые эту идею высказал, по-видимому, Н. Л. Добрецов [54].

С востока к дзеляюскому комплексу примыкают ультрамафиты Войкаро-Сынинского массива, представляющие собой фрагмент верхней мантии. Как показано в гл. «Интрузивный магматизм», вопросы датировки ультрамафитов сложны и неоднозначны. В современной геодинамике офиолиты считаются важнейшими реперами крупнейших процессов геологического развития земной коры, а именно – существования океанических бассейнов разного рода [51], а также – их закрытия [85].

Последние датировки гипербазитовых комплексов Полярного Урала близки к 600 млн лет [3]. Первая из них получена по цирконам из хромитовых руд массива Рай-Из (лист Q-41-XII), а вторая – Sm-Nd методом по полосчатым разностям ультрамафитов на р. Прав. Пайера (лист Q-41-XVII). Образование хромитов современные исследователи связывают с просачиванием бонинитовых или пикритовых расплавов сквозь надсубдукционный мантийный клин (см. гл. «Интрузивный магматизм»), а формирование бонинитов в современных островодужных системах происходило только на начальных стадиях заложения энсиматических дуг. Таким образом, если это положение верно, то, по крайней мере, в венде здесь существовала энсиматическая (внутриокеаническая) островная дуга, из чего со всей очевидностью следует наличие сравнительно широкого океанического бассейна в той области, где эта дуга закладывалась. Можно предположить, что зона субдукции имела в этот период

северо-западное падение (здесь и далее – в современных координатах). На наличие к западу окраинного моря в конце венда указывают бимодальные базальт-риолитовые вулканы в составе пальникшорской толщи и в западном обрамлении Дзелянского массива. Таким образом, на наш взгляд, наиболее обоснованной является позиция о сквозном развитии Палеоуральского океана как минимум с позднего рифея, когда западная окраина Восточно-Европейского континента (ВЕК) представляла собой активную окраину, преобразовавшуюся в конце венда в пассивную окраину задугового бассейна [68, 69, 59]. Здесь, однако, тоже не все очевидно. В составе моллюдовской свиты (гл. «Стратиграфия») присутствуют базальты с геохимическими характеристиками, близкими к нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), что вынуждает предполагать здесь наличие и океанического пространства в позднем рифее–венде.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Ввиду того, что в палеозое территория листа относилась к двум различным областям – палеоокеанической и палеоконтинентальной, которые затем были совмещены по линии Главного Уральского надвига (ГУН), их история описывается раздельно. Однако промежуточный (кембрийский) этап истории восточной окраины ВЕК не ясен. Не исключено, что осадочные отложения кембрийского периода в регионе носили континентальный характер и, в связи с отсутствием наземной фауны, нами не фиксируются.

ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Следующий этап преобразования ультрамафитов относится к внедрению пикритовых или бонинитовых(?) расплавов на рубеже 450 млн лет (поздний ордовик), рестины которых сформировали «полосчатый комплекс» и габброиды кэршорского комплекса в восточном обрамлении ультрамафитов (см. гл. «Интрузивный магматизм»). Учитывая их крайнюю истощенность и надсубдукционные характеристики, можно предположить, что этот эпизод фиксирует раскрытие позднеордовикского окраинного моря (либо при расщеплении островной дуги, либо при переориентации падения зоны субдукции), либо заложение новой дуги. Заметим, что даже наименьшие скорости спрединга (1 см/год) за 150 млн лет дадут океаническое пространство шириной 2500 км. Учитывая последнее обстоятельство, а также отсутствие пород древнее среднего–позднего ордовика восточнее гипербазитовых массивов [29], можно предположить, что это событие произошло по последнему сценарию.

Рассмотренные варианты основаны на констатации кумулатной природы кэршорского комплекса. Однако есть вариант, связывающий образование кэршорского комплекса с заклиниванием зоны субдукции при поддвижении в нее островодужного террейна или океанического плато (Дзеляю, Хордьюс) с образованием пассивного астеносферного окна [78, 59]. Данная модель строилась на представлениях о низкоэнергетическом котектическом базальтовом

расплаве, неспособном на большие перемещения и выплавившимся из мантийного субстрата *in situ* [59] (плутонические габброиды по Г. Б. Ферштатеру [76]). Последний вариант не требует коренного изменения геодинамических процессов, а приводит лишь к возобновлению субдукции в тылу «припаянного» к аккреционной призме террейна, однако в этом случае зона субдукции должна падать на восток, а не на запад. Либо заклинивание зоны субдукции могло привести к ее полному отмиранию в позднем ордовике, а процесс субдукции возобновился в силуре в другой, видимо, более восточной части океанического бассейна.

Более отчетливо история развития палеоокеанической области начинает прорисовываться с ордовика, вулканогенно-осадочные островодужные образования которого известны в более северных районах [159]. Однако на картируемом планшете, так же, как и в междуречье Тань-Ю–Тыкотолова, данные образования отсутствуют. Согласно Легенде... [139], к позднеордовикско-раннесилурийским образованиям на листе отнесена войкарская свита пиллоулав, однако, по нашему мнению, это вероятнее всего раннедевонские, максимум – позднесилурийско-раннедевонские образования*. Формации более ранних этапов развития, безусловно, присутствовали и в междуречье Танью–Тыкотлова, но они, по-видимому, перекрыты тектонической пластиной, сложенной комплексами ранне-среднедевонской островной дуги (Магнитогорской?), полого залегающей «на плечах» у крупного диорит-гранодиоритового плутона промежуточной андезитовой магматической камеры этой дуги. Однозначно установленное родство вулканогенно-осадочных, субвулканических и плутонических пород ранне-среднедевонского возраста позволяет интерпретировать их как единый вулкано-плутонический пояс зрелой островной дуги, заложенной, по-видимому, на фундаменте более ранней энсиматической ордовикско-раннесилурийской дуги (Тагильской?).

По всей вероятности, к концу эйфеля островная дуга заканчивает свое существование. На заключительном этапе вулканические породы приобретают субщелочной (трахиандезитовый) характер, проявляется высокая эксплозивность извержений, приведшая к формированию кальдер [87]. На кальдерном рельефе в мелководных морских условиях формируются несортированные слабоокатанные конгломераты дзёля-варчатинской свиты. В них обнаружена галька амфиболизированных габбро, серпентинитов и верлитов [87], что может свидетельствовать о выводе мафит-ультрамафитового фундамента островной дуги на поверхность, т. е. – о начале коллизии с восточным микроконтинентом(?). Коллизия достигает максимальной интенсивности в позднем девоне. В это время формируются глубинные гранитоидные комплексы – гранодиорит-гранитный янаслорский и плагиомигматитовый собский. Первый, вероятно, представляет собой остаточный расплав остывающего девонского островодужного очага, а второй формируется в условиях глубинных

*Прим. науч. ред. Тем не менее, необходимо иметь в виду, что в районе 3-й Рудной Горки на соседнем листе Q-41-XVII в комплексах основания зрелой островной дуги, в таньюской подсвите установлены нижнесилурийские конодонты.

надвигов, преимущественно на контактах крупных однородных габброидных и гранитоидных пластин.

Коллизия коллажа островных дуг и микроконтинентов фундамента Западно-Сибирской плиты с пассивной окраиной ВЕК начинается в конце карбона и достигает апогея в перми, формируя покровно-надвиговый ороген Урала и Предуральский краевой прогиб.

ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

К западу от линии ГУН в раннем кембрии завершается аккреция микроконтинентов, после чего начинается формирование чехла эпибайкальской Тимано-Печорской платформы. Район становится частью Восточно-Европейского континента (ВЕК) и в среднем кембрии переходит к платформенному режиму, в течение которого возникшая горная страна была полностью пенепленизирована. В континентальных условиях формируются коры выветривания латеритного профиля [27, 28].

В позднем кембрии, на восточной окраине ВЕК начинается этап рифтогенеза, связанный, вероятно, с задуговым спредингом в расположенном восточнее Палеоуральском океаническом бассейне. В связи с этим на прилегающей части континентального блока в результате процессов растяжения образуется серия внутриконтинентальных грабенов, параллельных основному рифту, в которых в течение всего раннего ордовика идет (сначала в континентальных, а затем в прибрежно-морских условиях) накопление песчано-конгломератовых отложений погурейской свиты.

В отдельных грабеновых структурах в образованиях погурейской и особенно кокпельской свит широко проявлен контрастный риолит-базальтовый магматизм при преобладании излияний толеитовых базальтов. Параллельно происходит внедрение риолитов пожемского и габбродолеритовых силлов орангьюганско-лемвинского комплексов.

Начиная со второй половины тремадока здесь формируется явно выраженный континентальный склон, на котором в течение позднего тремадока-раннего аренига идет накопление турбидных песчано-алевропелитовых пестроцветных осадков грубеинской свиты. Несколько далее к востоку и вниз по склону формируются базальтоиды кокпельской свиты, маркирующие продолжающийся задуговый(?) спрединг. Примерно с середины аренига западная часть становится областью терригенной шельфовой седиментации (на территории не представлена). В пределах континентального склона идет накопление коррелятных зеленоцветных терригенных осадков харбейшорской свиты. То есть, начиная со среднего ордовика, весь восточный край ВЕК развивается как типичная пассивная окраина. На листе Q-41-XVI представлены формации нижней части континентального склона и подножия этой окраины. В течение среднего-позднего ордовика на склоне накапливаются турбидиты харбейшорской свиты, которые вниз по склону сменяются бескарбонатными алевропелитами и кремнистыми осадками низов черногорской серии. В пределах континентального подножия в этот период формируются кремнисто-вулканогенные образования молюдшорской свиты.

С конца позднего ордовика на континентальном склоне отлагаются известняково-черносланцевые осадки харотской свиты, а на юго-востоке аналогичные, но безкарбонатные черносланцевые отложения средней части черногорской серии, в которые в раннем девоне изредка проникали дистальные части пагинских турбидных потоков, формируя линзы кварцевых песчаников. В пределах подножия формируются кремнисто-вулканогенные образования грубешорской свиты.

Вплоть до раннего карбона (турне) формации района представлены глубоководными ленточными силицитами и яшмоидами няньворгинской свиты и верхней части черногорской серии. В пределах континентального подножия продолжается накопление преимущественно туфогенно-кремнистых образований в составе грубешорской свиты. С висте появляются первые свидетельства коллизии пассивной окраины ВЕК с Малоуральской островной дугой. Начало коллизионных процессов маркируется появлением граувакковых алевропелитов и псаммитов яйюской свиты, имеющих, несомненно, восточный источник сноса. На востоке в аккреционной призме, вероятно, начинают сгущиваться отложения континентального подножия. По крайней мере, образования Лагортинской подзоны уже были в это время в составе аккреционной призмы, так как нигде не установлено их перекрытие отложениями раннего карбона [29].

На рубеже карбона и перми по мере поддвижения пассивной окраины ВЕК в зону субдукции Палеоуральский океан (задуговой бассейн) вырождается в сутуру Главного Уральского надвига, в подошве которого продолжает формироваться серпентинитовый меланж (сохранились только небольшие фрагменты в северной части листа), а формации аккреционной призмы преобразуются в узкую зону глаукофановых сланцев. По-видимому, чуть позже, но в ходе того же процесса происходила плагиомигматизация и частичное плавление пород аккреционной призмы с образованием плагиогранитов погурейского комплекса. С конца карбона начинает формироваться Предуральский прогиб, в восточной, наиболее глубоководной части которого накапливаются флишоиды кечпельской свиты.

В конце палеозоя территория листа входит в состав северной части Урало-Монгольского складчатого пояса, сформированной в результате коллизии Восточно-Европейского и Сибирского палеоконтинентов и подвергается интенсивному орогенезу. В Западно-Уральской зоне в пределах рассматриваемой территории формируются тектонические покровы и сложной морфологии шарьяжи, выполненные формациями пассивной окраины ВЕК и, отчасти, ее допалеозойского основания, и сгруженные в ходе субдукции в аккреционной призме. В Восточно-Уральской зоне эти движения выразились в надвигании отдельных литологически относительно однородных крупных блоков в северо-западном направлении. Были «подорваны» ранее, вероятно, интрузивные контакты габброидов кэршорского комплекса с гипербазитами райизско-войкарского и диоритами собского комплексов; пиллоу-лавы войкарской свиты надвинуты на гранитоиды, а вулканогенно-осадочные образования малоуральской свиты и молассоиды дзёля-варчатинской – на войкарскую свиту и, в отдельных местах (верховья р. Ленью) – на габброиды и апогаббровые

амфиболиты кэршорского комплекса. Однако в некоторых местах (лист Q-41-XVII (р. Танью) район 3-Рудной Горки) интрузивные контакты собских габброидов и кварцевых монцодиоритов с малоуральской свитой не были затронуты крупномасштабными тектоническими движениями. Таким образом, можно предположить, что весь Малоуральский островодужный комплекс (Магнитогорская дуга?) был надвинут на северо-запад и накрыл собой формации ордовикско-силурийской Тагильской островной дуги. Либо Магнитогорская дуга формировалась на фундаменте Тагильской, а в описываемом районе этот фундамент представлен только мафит-ультрамафитовыми комплексами.

К концу позднего триаса–началу юры в данном районе Уральская мобильная область завершила свое существование и вошла в состав Евразийского континента. Впоследствии горная страна была денудирована. В мезозое и палеогене на территории листа формировались коры выветривания, в позднем триасе на востоке площади начинается терригенное осадконакопление. В течение мезозоя и кайнозоя на основной части Западно-Сибирской платформы происходило формирование терригенного осадочного чехла преимущественно в мелководно-морских условиях.

В течение юры бассейн был весьма неглубок и несколько раз практически осушался, о чем свидетельствует наличие конгломератов в разрезе. Песчано-гравийно-галечные отложения нижнего мела свидетельствуют о продолжавшемся в это время размыве соседней с запада суши – пенеценизированной Уральской орогена. Дальнейшая мезозойская история юго-восточной части территории листа характеризуется постепенным, по-видимому, полностью компенсированным прогибанием с редкими остановками в течение раннего мела. В позднемеловое время бассейн углубляется и соединяется с эпиконтинентальным морем, покрывавшем Восточно-Европейскую платформу [29].

Новейшие неорогенические движения на фоне общего поднятия с формированием горной страны и коррелятных осадков начались, скорее всего, с миоцена. Вероятно, в олигоцене формируется предгорный педиплен, на выровненной поверхности которого развиваются каолинит-гидрослюдистые коры выветривания. В плиоцене и эоплейстоцене северо-западная и юго-восточная части площади листа, по всей видимости, неоднократно охватывались бореальными морскими трансгрессиями. В неоплейстоцене территория неоднократно подвергалась оледенениям горно-долинного и полупокровного типа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория располагается в пределах трех крупных морфоструктур: Русской равнины, Полярного Урала и Западно-Сибирской равнины.

Русская равнина занимает незначительную часть территории на северо-востоке и представлена фрагментом зоны Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины.

Полярный Урал на территории включает в себя три зоны: западных предгорий, кряжа (среднегорные массивы субальпийского типа и отпрепарированными фрагментами пенепленов) и восточных предгорий. Западно-Сибирская равнина причленена к зоне предгорий с юго-востока.

Зона Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины (I) характеризуется на территории выположенным холмисто-моренным рельефом, в значительной степени обработанным склоновыми процессами и рассеченным современной гидросетью с отметками от 70 до 150 м. Максимальные отметки – до 205 м. Ближе к предгорьям равнина цокольная: на водоразделах и в каньонах рек здесь выходят на поверхность коренные пермские отложения.

Зона западных предгорий (II-1) распространена на северо-западе территории, где протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль зоны кряжа полосой до 30 км ширины. Представляет собой отпрепарированный педиplen олигоценного возраста, частично перекрытый выводными моренами горно-долинного Ханмейского оледенения. Располагается на абс. отм. 200–600 м. Максимальные отметки приурочены к фрагментам остаточных горных массивов (Хойла-Пэ, Лагортинские Холмы и др.). Большинство рек в полосе предгорий имеет каньонообразные врезы. Глубина эрозионного расчленения достигает 80–100 м в низких и до 100–240 м в высоких предгорьях.

Зона кряжа (II-2) представляет собой систему горных хребтов и массивов, ориентированных в северо-восточном направлении, как правило, приуроченных к наиболее устойчивым к выветриванию породам, характеризуется контрастным рельефом горного субальпийского типа, сформированным денудационными поверхностями и склонами, осложненным обработкой и аккумуляцией горно-долинных и каровых ледников разного возраста. Наибольшая абс. отм. 1179 м, расположена в центральной части территории, на междуречье Лагортагарт–Бол. Ниедзью, а минимальные составляют 160–

360 м в днищах троговых долин. Облик рельефа этой зоны определяется сочетанием денудационных выровненных поверхностей (которые рассматриваются в качестве реликтов мезозойского пенеблена, моделированных процессами гольцовой планации) и глубоких V-образных эрозионных и U-образных троговых долин. Глубина эрозионного расчленения – 300–500 м.

От зоны предгорий она отделена структурно-денудационным уступом, сформированным препарировкой разрывных нарушений складчатых структур, бронированных устойчивыми к выветриванию породами. Вблизи водораздела к востоку от массива Хордьюс выделяется ориентированная в северо-восточном направлении Верхне-Лагортинская эрозионно-структурная депрессия шириной 5 и длиной более 30 км, днище которой находится на уровне предгорий.

Зона восточных предгорий (II-3) протягивается с юго-запада на северо-восток полосой шириной до 35 км вдоль кряжа. Также представляет собой отпрепарированный педиплен олигоценового возраста, частично перекрытый выводными моренами горно-долинного Ханмейского оледенения и остатками среднеплейстоценовых ледниковых образований. Включает две подзоны: Лагортинскую денудационно-аккумулятивную депрессию и холмисто-увалистую возвышенность Малого Урала.

Лагортинская денудационно-аккумулятивная депрессия (II-3а) причленена к зоне кряжа с юго-востока в виде полосы шириной до 15 км и имеет относительные превышения 100–250 м. Представляет собой всхолмленную равнину с оглаженными денудационными останцами отпрепарированного цокольного педиплена и широкими депрессиями, выполненными рыхлыми отложениями ледникового ряда.

Гряда Малого Урала (II-3б) с абс. отм. 200–300 м (максимальная 338,5 м, хр. Янастэре) представлена холмисто-увалистыми денудационными останцами отпрепарированного педиплена с понижениями, выполненными холмисто-моренными поверхностями среднееоплейстоценового оледенения, переработанными на поверхности склоновыми процессами. Относительные превышения составляют 100–250 м.

Западно-Сибирская аккумулятивная равнина (III) на территории располагается на абс. отм. 60–80 м, минимальные – 42–45 м – в долинах мелких ручьев и по берегам озер Варчаты и Дзэля-Варчаты. Развита преимущественно холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф основной самаровско-тазовской морены, в который вложены флювиогляциальные и аллювиальные террасы разных уровней.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ РЕЛЬЕФА

По преобладающим генетическим факторам в пределах территории выделены две крупные категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф.

Выработанный рельеф

Выработанный рельеф включает структурно-денудационный тип, возникший под действием процессов экзоморфогенеза на древнюю геологическую структуру, и денудационный рельеф, образовавшийся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации и др.

Структурно-денудационный рельеф

Склоны горных хребтов и массивов мезозойско-неогенового возраста (1) формируют структурно-денудационный уступ, отделяющий зону кряжа от зон предгорий. Наиболее четко уступ прослеживается вдоль юго-восточной границы кряжа. На северо-западной границе он фрагментирован многочисленными врезами речных долин. Сформирован уступ в мезозое–неогене, превышение относительно зоны предгорий – до 300 м. Крутизна склона 15–45°. Перекрыт шлейфом обвально-осыпных, солифлюкционных, реже – делювиальных образований. Отмечаются многочисленные «каменные реки» (курумы), присутствуют нагорные террасы. Наблюдаются многочисленные останцы устойчивых к выветриванию горных пород.

К элементам структурно-денудационного рельефа относятся также выделяемые на листе эрозионно-структурные депрессии: Верхнелагортинская и Лагортинская. Первая прурочена к линзовидному блоку менее устойчивых к выветриванию серпентинизированных и текнозированных гипербазитов, которые слагают ее днище. Склоны сложены габбро и габброамфиболитами. Вторая – к гранитоидам Лагортинско-Кокпельского батолита. Склоны сложены, с одной стороны, габброидами кэршорсколго комплекса, с другой – вулканогенными породами малоуральской свиты.

Денудационный рельеф включает эрозионные склоны современных речных долин, экзарационные поверхности троговых долин и каров среднееоценово-голоценовых оледенений, денудационные склоны олигоцен-миоценового возраста, денудационные склоны предгорных массивов, сопряженные с поверхностью отпрепарированного цокольного педиплена олигоценного возраста, а также фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенеплены), созданные процессами комплексной денудации. Среди последних выделяются реликты цокольного пенепплена раннемезозойского возраста и фрагменты цокольного пенепплена позднемезозойско-палеогенового возраста.

Эрозионные склоны современных речных долин (2) развиты в зоне кряжа, преимущественно в его северо-восточной части, где повсеместно врезаны в более древний денудационный и аккумулятивный рельеф. Склоны в основном крутые (20–30°) или средней крутизны (5–20°), вогнутые, прямые, реже выпуклые, изрезанные мелкими эрозионными бороздами и, как правило, покрыты элювиально-делювиальным, коллювиально-десерпционным или делювиально-солифлюкционным чехлом. Нередко долины являются результатом преобразования существовавших трогов с формированием речных долин V-образного профиля. В предгорьях, особенно западных, эрозионные склоны часто имеют каньонообразный характер (показаны немасштабными знаками).

Экзарационные поверхности троговых долин и каров средненеоплейстоцен-голоценового возраста нерасчлененные (3) повсеместно развиты в зоне кряжа. В масштабе схемы выработанные экзарационные поверхности средненеоплейстоценового, ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается хорошо выраженной ярусность, а в соотношении друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит к полярноуральским и голоценовым карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 700–900 м абс., а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (до 1000 м абс.). Полярноуральские троговые долины часто наследуют ранее выработанные троговые долины ханмейского оледенения, наследующих в свою очередь более ранние формы ледникового выпахивания. Развиты по всем основным водотокам осевой зоны кряжа. Уплощенные днища трогов осложнены ригелями, приуроченными к более твердым породам. На склонах нередко присутствуют бараньи лбы, друмлины и друмлиноиды. На стойких к выветриванию породах изредка наблюдаются ледниковые борозды, реже – ледниковая штриховка. Кары и цирки ханмейского возраста реконструируются в виде огромных полуразрушенных чаш с уплощенным днищем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары.

Денудационные склоны олигоцен-миоценового возраста (4) развиты между основными ярусами рельефа зоны кряжа и представлены разновысотными крутыми и средней крутизны денудационными склонами, покрытыми коллювиально-десерпционными и делювиально-десерпционными образованиями поздненеоплейстоцен-голоценового возраста. Крутизна склонов в значительной степени зависит от устойчивости пород субстрата. В крутых частях склоны часто осложнены обвальными осыпными формами обвально-осыпного генезиса и курумами. Формирование склонов началось одновременно с поверхностью олигоценового педиплена и продолжилось в миоцене.

Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (5) представляет собой выровненные участки, оглаженные плейстоценовыми ледниками и выступающие из-под чехла средненеоплейстоценовых ледниковых образований. В виде уплощенных водоразделов и прилегающих к ним пологих склонов эта поверхность протягивается полосой шириной до 30 км к северо-западу и юго-востоку от зоны кряжа. Абсолютные отметки ее изменяются от 200 до 600 м в западных предгорьях и от 250 до 340 м – в восточных. На поверхности и склонах широко развиты элювиальные и склоновые развалы обломков коренных пород, иногда с незначительным покровом ледниковых и субэдральных покровов. На всей территории широко развиты россыпи эрратических валунов. Состав валунов указывает на направление движения льда с севера и северо-запада на юго-восток. Олигоценовый возраст поверхности выравнивания определяется на основании хорошей сопоставимости этого геоморфологического яруса с олигоценовой поверхностью Среднего и Южного Предуралья и сохранившимися фрагментами кор выветривания.

Реликты цокольного пенеппена позднемезозойского–палеогенового возраста (6) представляют собой выровненные поверхности зоны кряжа, окаймляющие более высокий ярус рельефа в его осевой части. В пределах

описываемой поверхности широко развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования среднелепистоцен-голоценового возраста. Возраст формирования поверхности устанавливается по сопоставлению с соседними территориями [71].

Реликты цокольного пенеппена раннемезозойского возраста (7) представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов зоны кряжа с абс. отм. от 900 до 1149 м. Они срезают складчатый цоколь палеозойских пород. В их пределах широко развита система нагорных террас, возвышающихся одна над другой ступенями высотой 15–30 м. От более молодых, нижерасположенных граней рельефа, фрагменты пенеппена иногда отделены крутыми денудационными уступами. На вершинных поверхностях повсеместно развиты элювиальные и элювиальные и делювиальные среднелепистоцен-голоценовые образования. Часто присутствуют останцы устойчивых к выветриванию коренных пород. По сопоставлению с соседними территориями время формирования поверхности принимается раннемезозойским [71].

Аккумулятивный рельеф

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на делювиально-солифлюкционные, флювиальные, аллювиально-озерные, флювиогляциальные и ледниковые. В целом возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его образований.

Поверхность делювиально-солифлюкционных предгорных шлейфов позднелепистоцен-голоценового возраста (8) развита на пологих (до 10°) склонах у подошвы структурно-денудационного уступа. Характеризуются ребристым рисунком поверхности, обусловленным разными скоростями течения у обломков разной размерности. Состав слагающего их материала в основном крупнообломочный, мелкозем, особенно из верхней части, вымывается дождевыми и тальными водами. Начало их формирования связано с отступанием среднелепистоценовых ледников и продолжается в настоящее время.

Флювиальная поверхность пойм и первой–второй надпойменных террас нерасчлененная (9). Развита вдоль долин всех водотоков, достигая максимальной ширины (до 0,5 км) на крупных реках (Юньяга на северо-западе, Мал. и Бол. Лагорта в средней части). Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, которым отвечают два уровня надпойменных террас, развитых в большинстве средних и крупных водотоков территории вне пределов позднелепистоценовых морен (I надпойменная терраса имеет высоту 4–6 м, II высотой до 8 м). Обе террасы – как цокольные, так и аккумулятивные.

Высота поймы колеблется от 0,5 м выше уреза воды в верховьях рек на кряже до 3 м в нижнем течении, в пределах Западно-Сибирской равнины. Возраст устанавливается в соответствии с возрастом слагающих их отложений.

Каргинская озерно-аллювиальная терраса (10) образует плоскую слабо-наклонную поверхность вокруг современного оз. Варчаты. Абсолютные отметки поверхности террасы – 55–60 м. Превышение над современным урезом озера – 12–18 м. Ширина на территории листа – до 4 км, на соседнем листе Q-41-XVII достигает 10 км. Современная поверхность террасы характеризуется развитием мелких термокарстовых озер и бугров пучения. Терраса отражает этап существования в районе оз. Варчаты более обширного озерного водоема, образовавшегося, вероятно, в котловине ледникового выпихивания среднелепистоценового оледенения. Вследствие прорыва перемычки произошел спуск части вод озера в р. Войкар по современной долине руч. Варчатывис, что и привело к формированию собственно террасы. Каргинский возраст террасы обосновывается вложением в нее на территории листа Q-41-XVII первой надпойменной (ярвожской) террасы р. Тань-Ю.

Поверхность ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров (11) развита по периферии одноименных морен в пределах Лагортинской депрессии и в зоне Западных предгорий. Образована конусовидными и окаймляющими зандрами, протягивающимися от конечно-моренных гряд вниз по долинам на 5–7 км, постоянно снижая свои высоты над урезом воды. Высота зандров изменяется от 2 до 14 м. Поверхность флювиогляциальных зандров обычно неровная, с многочисленными следами водных потоков и отдельными валунами, выступающими над ней. По мере удаления от конечно-моренных гряд размерность материала уменьшается, поверхность заболачивается. В долине р. Бол. Лагорта и ее притоков (реки Погурей, Кокпела) поверхность ханмейских долинных зандров занимает уровень третьей надпойменной террасы, в которую и переходит ниже по течению за пределами территории. Поверхность полярноуральских зандров вниз по долинам переходит в поверхность первой надпойменной террасы.

Поверхность морен ханмейского и полярноуральского оледенений нерасчлененная (12) развита в зоне кряжа, западных предгорий и Лагортинской депрессии. В зоне кряжа приурочена к днищам каров и троговых долин, в предгорьях образует широкие лопасти конечно-моренных форм. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф, часто с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью донной морены достигает 10–20 м, а отдельных конечно-моренных образований – до 30 м. Краевые формы нередко представлены параллельно-грядовым рельефом, отражающим чешуйчато-надвиговую структуру пород (гляциомеланж).

Поверхность основной морены среднелепистоценового оледенения, переработанная склоновыми процессами (13) широко развита в низких западных предгорьях, Предуральской и Западно-Сибирской равнинах, где является рельефообразующей, а также формирует понижения в рельефе зоны восточных предгорьев. Включает в себя полого-холмистую поверхность основной морены, нередко с маломощным чехлом флювиогляциала и флуотилла и отдельные грядовые формы. Подчеркнута наличием большого количества реликтовых гляциокарстовых озер неправильной формы. Термокарст имеет подчиненное значение и выражен в виде мелководных блюдцеобраз-

ных озер и хасыреев, на заболоченных участках часто встречаются бугры пучения. Поверхность существенно переработана склоновыми и денудационными процессами и на местности распознается по наличию большого количества плохоокатанного валунного материала, часто характерной уютообразной формы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется шесть тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный [71].

Прямых сведений о событиях эомезозойского этапа в пределах листа нет.

В раннемезозойском этапе в условиях умеренно теплого гумидного климата сложились благоприятные условия для пенеппенизации. Эомезозойские горы Урала были преобразованы в новую структурную поверхность – пенеппен с корой выветривания латеритного профиля. Коррелятные осадки в пределах территории не сохранились, но остаточные фрагменты этого пенеппена наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа зоны кряжа в виде небольших выровненных поверхностей (реликтов) с абс. отм. от 900 до 1179 м.

В позднемезозойско-палеогеновый этап в условиях субтропического и тропического гумидного климата в пределах территории происходили колебательные тектонические движения. Однако большая часть территории оставалась приподнятой над уровнем моря, и здесь в условиях субтропического климата была сформирована поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенеппена, которая сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 560 до 810 м.

В олигоценый этап на фоне общего сводового поднятия Урала в условиях гумидного климата на территории формируется педиппен с каолиново-гидрослюдистым профилем выветривания, который окаймлял возникшее к этому времени горное сооружение. Параллельно началось формирование ЭСД, вложенных в поверхность, созданную в предыдущий этап.

В миоценовый этап в условиях засушливого климата с сезонами ливневых дождей, в пределах территории широко проявилась педиппенизация с формированием крутых склонов, подчеркнувших созданные к этому времени ступени рельефа.

Плиоцен-четвертичный этап своеобразен как в тектоническом, так и в климатическом отношении. Сводово-глыбовое поднятие Урала продолжилось в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам речной сети и неоднократным ингрессиям арктического бассейна, осадки которого представлены отложениями роговской серии (хотя, вероятно, присутствуют и более древние отложения). На современном эрозионном срезе верхняя граница развития эоплейстоцен-неоплейстоценовых ледниково-морских отложений достигает на территории листа абс. отм. 100 м. Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена, горная часть Урала становится центром неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этому в виде

соответствующих морен известны только начиная со среднего неоплейстоцена. Ранние оледенения были, вероятно, покровными или полупокровными, на что указывает широкое развитие эрратических валунов на всех уровнях поверхностей выравнивания, в том числе и на Главном Уральском Водоразделе.

Ледником, который оставил рельефообразующие толщи в пределах Русской и Западно-Сибирской равнин, и частично перекрывал низкогорья Урала, явился среднеледниковый. Он сгладил, а частично срезал существовавший до его наступления рельеф и после таяния оставил мощную толщу краевых и донных морен, обуславливающих современный облик водораздельных пространств территории в пределах Русской равнины, Западной Сибири и выработал главные троговые долины Полярного Урала. В казанцевское время после отступления (таяния) ледника из-за изостатического опускания территории и подпруды части талых вод остатками ледникового щита на севере в пониженных частях рельефа образовался озерный бассейн, сформировавший четвертую озерно-аллювиальную террасу (на территории листа не представлена).

Следующие похолодания (ханмейское и полярноуральское время) привели к активизации ледников горно-долинного типа, формирования в существовавших троговых долинах и на склонах каров и цирков склоновых процессов, а также физического выветривания пород на выположенных площадках водоразделов горной части территории. В промежутке между этими периодами в невьянское (каргинское) время формируются поверхности вторых надпойменных террас и локальная озерно-аллювиальная терраса оз. Варчаты, а в конце полярноуральского холодного периода – первая надпойменная терраса.

В голоцене в речных долинах начала формироваться пойма, а в горах в период похолоданий – краевые формы существовавших в тот момент каровых ледников. С концом полярноуральского времени–голоценом связано таяние верхней части мерзлоты и погребенных блоков глетчерного льда, что привело к заболачиванию территории и формированию гляциокарстовых и термокарстовых озер.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-41-XVI установлены проявления (П) железа, хромитов, меди, золота, платины и платиноидов, месторождение и проявления баритов, поделочного сырья и соответствующие многочисленные пункты минерализации (ПМ) (прил. 1, 2).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа известны единичные железорудные проявления Нижнелагортинское (II-4-34), Морковкинское 2 и 3 (III-3-3, III-3-4) и ряд пунктов минерализации. Они представлены двумя рудно-формационными типам: а) титаномагнетитовое оруденение, относящееся к магматическому типу и связанное с габброидами и пироксенитами полосчатого кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса; б) скарново-магнетитовое оруденение, связанное со скарнами в вулканогенно-осадочных толщах, образованных при внедрении гранитоидных интрузий собского комплекса.

Титаномагнетитовое оруденение довольно широко развито в породах кэршорского комплекса и представлено проявлениями Нижнелагортинское и Морковкинское и рядом пунктов минерализации. Также с объектами данного типа, по всей вероятности, связаны три магнитные аномалии.

Наиболее значимое проявление Нижнелагортинское (II-4-34) приурочено к крупному (1150 × 500 м) блоку (ксенолиту) уралитизированных габбро среди тоналитов и кварцевых диоритов лагортинско-кокпельского комплекса. Оруденение прослежено во всем блоке габбро, но наиболее сконцентрировано, по данным магниторазведки, в юго-восточной части, где выявлены положительные аномалии ΔT величиной до 4000 нТл, при общем фоне вмещающих рудных габбро 500–2000 нТл. По данным микрозондовых исследований А. Б. Макеева, основной рудный минерал проявления – ванадиевый магнетит (V_2O_5 до 1,38 %); в краевых частях блока породы контаминированы, рудный минерал здесь представлен магнетитом (V_2O_5 – 0,47–0,56 %; TiO_2 – 0,10–0,37 %), а также много пирита. Количество магнетита в габбро – до 15–20 % и редко более; рудные текстуры от вкрапленных до сидеронитовой. Содержа-

ние полезных компонентов в руде (%): Fe_2O_5 – 8,32–11,57; FeO – 9,52–12,04; TiO_2 – 0,76–2,40; V_2O_5 – 0,12–0,2; а в рудных концентратах TiO_2 – 1,64–1,86; V_2O_5 – 0,68–0,70. Прогнозные ресурсы рудных габбро до глубины 300 м проявления составляют 445 млн т. (при площади рудных габбро – 0,45 км² и плотности руды 3,3 т/м³).

Скарново-магнетитовое оруденение связано с породами силурийско-девонской малоуральской свиты, которые подверглись скарнированию гидротермально-метасоматическим преобразованиям в экзоконтактовых зонах прорывающих их интрузий кварцевых диоритов и монцодиоритов собского комплекса.

Пункт минерализации 1584 (Ш-4-12) является единственным объектом этого типа в пределах территории листа. Представлен развалами эпидот-гранатовых скарнов с магнетитом и сульфидами меди. Канавами вскрыты две рудные зоны. Мощность тел сплошного магнетита в первой зоне (канавы К-58) – 0,5 м, а во второй (К-73) – 5,3 м. Химическим анализом бороздовых проб установлено количество железа общего до 60–62 %, меди – до 1,2 %.

Хром является профилирующим полезным ископаемым рассматриваемой территории. На прилегающей с севера территории (массив Рай-Из) сейчас проводится промышленная разработка хромитовых руд.

Выделяется три типа хромитового оруденения [153]:

- 1) глиноземистый магнезиальный тип в гарцбургитовом комплексе (32–52 % Cr_2O_3 и >15 % Al_2O_3 в рудной хромшпинели);
- 2) высокохромистый магнезиальный тип в дунит-гарцбургитовом комплексе (51–61 % Cr_2O_3 и <15 % Al_2O_3 в рудной хромшпинели);
- 3) тип повышенной железистости в верлит-дунитовом комплексе (16–24 % FeO).

Наибольшую промышленную значимость имеют руды высокохромистого типа.

При минерагеническом анализе хромовые руды делятся на две группы:

- 1) богатокрапленные или богатые руды (хромшпинели более 50 %);
- 2) беднокрапленные или бедные руды (хромшпинели менее 50 %).

Число хромитовых рудопроявлений на территории листа – 42, пунктов минерализации до 131. Все они приурочены к гипербазитам Войкаро-Сынинского массива, в контурах которого выделяется одноименный хромитовый рудный район. На территории листа он представлен южной частью Хойлинско-Пайерского хромитового рудного узла и Погурейским потенциальным хромитовым рудным узлом. В составе первого рудопроявления и пункты минерализации хромитов группируются в рудные поля: Кечпельское*, Хойлинское, Верхнехойлинское, Верхнелагортинское, Лагортинское,

* Деление на рудные поля дано в соответствии с районированием, принятым на Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 [29]. Б. В. Перевозчиковым [153] Кечпельское рудное поле включается в состав Хойлинского РП. Однако для Кечпельского РП характерно преобладание руд глиноземистого типа, а для собственно Хойлинского – высокохромистых (металлургических) руд.

Кэршорское. В составе второго выделяются Лабогейское и Погурейское потенциальные рудные поля.

Ввиду многочисленности проявлений и пунктов минерализации, их описания для улучшения восприятия сгруппированы по рудным полям, в которых дается характеристика наиболее типичных и изученных проявлений. Сведения об остальных проявлениях и пунктах минерализации хромитов даны в прил. 2.

Кечпельское рудное поле выделяется к северу от троговой долины р. Бол. Хойла, в районе горы Географов в пределах развития дунит-гарцбургитового комплекса. На листе представлено своей западной частью и включает в себя проявления Кечпельское I, II (I-4-25, I-4-21), Левокечпельское I, II, III (I-4-10, I-4-9, I-4-13) и 23 пункта минерализации.

Проявление Кечпельское (I-4-25) находится в юго-восточной части рудного поля, среди дунит-гарцбургитового (реликтового гарцбургитового) комплекса в пласто-, линзообразных телах дунитов в зоне войкаритизации; на узком гребне в седловине горы Географов в верховьях руч. Лев. Кечпель. Оруденение включает четыре хромитоносные зоны с параметрами: (10–30) × (250–1200) м в полосе шириной 500–700 м и длиной 3000 м. В пределах зон наблюдается серия субпараллельных, кулисообразно залегающих рудных тел уплощенно-линзовидной, жилообразной формы. Длина по простиранию – 20–120 м, мощность – 0,4–2,8 м. Залегание рудных тел: азимут падения – запад-северо-западное, угол падения – 60–70°. Руды от убоговкрапленных до сплошных с содержанием Cr₂O₃ 6,17–29,11 % (среднее 15 %). Степень метаморфизма – слабая, средняя. Хромшпинель высокохромистая магнезиальная, частично глиноземистая магнезиальная (в густовкрапленных и сплошных рудах) (%): Cr₂O₃ – 40,52–56,57 (среднее – 53,38), Al₂O₃ – 9,69–25,30 (среднее – 12,75), Fe₂O₃ – 5,24–7,63 (среднее – 6,25), FeO – 14,06–16,01 (среднее – 14,84), MgO – 11,37–13,85 (среднее – 12,38), TiO₂ – 0,18–0,30 (среднее – 0,22). При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость. На проявлении проведены горные и буровые работы. Прогнозные ресурсы (P₁) до глубины 300 м составили 4965 тыс. т при среднем содержании Cr₂O₃ 21,91 %. В качестве предполагаемого месторождения выделяется южная часть хромитоносной зоны, включающей 24 рудных тела с прогнозными ресурсами (P₁) 3322 тыс. т [152].

Проявление Левокечпельское (I-4-9) располагается на восточном склоне горы Географов в уплощенном теле дунитов среди гарцбургитов. Хромитовое оруденение прослежено в крупном уплощенном (75 × 400 м) теле дунитов в западной стенке кара. В подошвенной части дунитов выявлены два уплощенно-линзовидных тела хромитов: 5,3 × 120 м (в южной части дунитов) и 2,2 × 30 м (в северной части). Простирание рудных тел, как и вмещающих дунитов – субмеридиональное, падение крутое субвертикальное, угол падения – 85–90°. Руды средне-густовкрапленные до сплошных. В руде: Cr₂O₃ – 3,11–41,37 % (в среднем 27,21 %). Рудная хромшпинель магнезиальная глиноземистая, по минеральному составу соответствует магнезиальному алюмохромиту, магнезиальному субферри-алюмохромиту. Состав хромшпинели (%): Cr₂O₃ – 48,89–50,64 (среднее – 49,92), Al₂O₃ – 14,41–16,57 (среднее –

15,49), FeO – 17,94–21,07 (среднее – 19,42), MgO – 12,63–14,00 (среднее – 13,32), TiO₂ – до 0,37. Степень метаморфизма средняя. Прогнозные ресурсы по категории P₁ составили 750 тыс. т [152].

Проявление Левокечпельское (I-4-10) представляет собой валунчатую делювиальную (делювиально-гляциальную) россыпь в головной части днища кара. Площадь россыпи – 0,6 км², длина – 1,6 км, ширина – 0,2–0,4 км. Преобладают средне-густовкрапленные хромиты. Обломки неокатанные, редко слабоокатанные. По величине обломков выделяются фракции: >20 см – 36 %; 10–20 см – 42 %; 5–10 см – 18 %; <5 см – 4 %. Содержание обломков варьирует от первых килограммов до 116 кг/м³. Мощность рыхлых отложений, содержащих обломки хромитов – от 6 до 50 м, в среднем – 28,3 м. Содержание Cr₂O₃ в рудах 3,18–38,77 % (среднее 24,27). В руде: Cr₂O₃ 19,9–38,4 %; в монофракции хромшпинелида преобладают содержания Cr₂O₃ 46,60–51,90 %; в подчиненном количестве: Cr₂O₃ – 36,67–45,12; Al₂O₃ – 21,93–30,35 %. Рудная хромшпинель – магнезиальная глиноземистая. Прогнозные ресурсы по категории P₁ валунчатой россыпи составили 208 тыс. т при среднем содержании Cr₂O₃, равном 30,11 % [153].

Анализ составов рудообразующих хромшпинелидов россыпи и ближайших коренных выходов позволяет предполагать, что источником хромистых руд (основная масса обломков хромитов на дневной поверхности) являются хромиты, приуроченные к дунитам (проявление Левокечпельское-II), источником глиноземистых руд являются хромиты, связанные с гарцбургитами (проявление Левокечпельское-III).

Хойлинское потенциальное рудное поле расположено к югу от троговой долины р. Бол. Хойла в пределах развития дунит-гарцбургитового комплекса и включает проявления Хойлинское (I-3-9), Хойлинское I, II (I-3-13, I-3-11) и 19 пунктов минерализации.

Проявление Хойлинское (I-3-9) расположено в поле истощенных гарцбургитов, насыщенных малыми и средними телами дунитов; в зоне войкаритизации и рассланцевания. Оруденение приурочено к центральной части вытянутого дунитового тела среднего размера. Хромитоносная зона субмеридионального простирания протяженностью 140 м при ширине до 50 м включает девять рудных тел линзовидной, неправильной линзовидной формы, которые группируются в цепочку вдоль зоны. Контакты рудных тел резкие, четкие. Размеры рудных тел: по простиранию 5–46 м (в среднем 18,9 м), по мощности 0,4–11,1–14,0 м (в среднем 2,8 м). Падение рудных тел северо-северо-западное, редко восточное, юго-западное-западное, юго-восточное; угол падения – 30–80°. Руды преимущественно густовкрапленные и редковкрапленные, меньше сплошные, средне- и убоговкрапленные. Текстура руд массивная, вкрапленная, полосчатая, пятнистая; структура средне-крупнозернистая. Содержание Cr₂O₃ в руде – от 3,43 до 48,86 % (в среднем 26,90 %), в хромшпинелях – от 36,18 до 56,72 % (в среднем 52,38 %). Состав рудной хромшпинели (масс. %): Al₂O₃ – 8,46–31,13 (среднее 12,89), FeO – 16,18–27,28 (среднее 22,08), MgO – 7,13–16,08 (среднее 11,26), TiO₂ – до 0,44. Рудная хромшпинель магнезиальная глиноземистая и магнезиальная высокохромистая, по минеральному составу соответствует железистым и магнезиальным

разновидностям субферриалюмохромита, субферрихромита, хромита и алюмохромита. Степень метаморфизма средняя, до сильной. Прогнозные ресурсы категории P_1 – 6357 тыс. т. Часть руд пригодна для использования без обогащения [153].

Верхнехойлинское потенциальное рудное поле расположено к востоку от Хойлинского рудного поля в верховьях р. Хойла (Восточая). Площадь рудного поля принадлежит в основном к гарцбургитовому комплексу. Дунит-гарцбургитовый комплекс проявлен в виде локальных выступов дунитовых тел, окруженных каймой гарцбургитов с повышенным содержанием шлировых выделений дунитов. В рудном поле широко распространены круто склоняющиеся рудные тела и хромитоносные зоны, ориентированные в разных направлениях, преимущественно вкрест простирания структурных элементов гарцбургитов. Степень опоискованности Верхнехойлинского рудного поля низкая. В его пределах выявлены проявления 52 (I-4-54), 4099 (I-4-63) хромовых руд глиноземистого типа и многочисленные пункты минерализации.

Проявление 4099 (I-4-63) представляет собой элювиально-делювиальный развал (10–50 × 300 м) густовкрапленных, шлирово-прожилковых хромитов, контакты нечеткие. В обнажении дунитов тело хромитовых руд видимой мощностью 3 м. Хромиты с дунитовой оторочкой среди гарцбургитов. Азимут падения 120–150°, угол 60°. В руде: Cr_2O_3 – по бороздовым пробам от 7,54 до 15,58 %; по штуфной пробе 34,16 %; Al_2O_3 – 35,66 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 35,91 %.

Верхнелагортинское потенциальное рудное поле вытянуто на 22 км вдоль северо-западного края Войкаро-Сынинского массива к югу от Хойлинского РП. В его строении принимают участие ультрабазиты дунит-гарцбургитового и верлит-дунитового комплексов. В составе поля выделяются проявления Софроновское IV (II-2-9), Верхнелагортинское (II-3-2), Большелагортинское I, II, (II-3-8, II-3-9), Малелагортинское (II-2-6) и четыре пункта минерализации (II-2-8, II-3-1, II-3-3, II-3-7). Во всех преобладают металлургические руды высокохромистого подтипа.

Проявление Софроновское IV (II-2-9) приурочено к дунит-гарцбургитовому комплексу. Полосчато-вкрапленное, шлирово-вкрапленное хромитовое оруденение связано с небольшими телами дунитов среди войкаритизированных гарцбургитов. Струйки и полосы мелко-тонкозернистого хромита мощностью до 1–1,5 см, от вкрапленного до сплошного. Мощность рудной полосы – до 5–7 м, протяженность не установлена. Простирание северо-восточное. В руде: Cr_2O_3 – 21,77–31,52 %; Pt – 1,5 г/т; В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 55,16–59,18 %; f – от 1,94 до 2,61.

В пределах верлит-дунитового комплекса, который в литературе известен также под названием «краевых дунитов», выделены две хромитоносные минерализованные зоны: Верхнелагортинская зона длиной 2,8 км и Большелагортинская зона длиной 12 км. В первой зоне находится проявление Верхнелагортинское, во второй – проявления Большелагортинское I и II, Малелагортинское и несколько пунктов минерализации.

Проявление Верхнелагортинское (II-3-2) включает четыре субмеридиональные зоны вкрапленных руд протяженностью до 200 м, сложенные чере-

дующимися полосами, шлирами, струями и прожилками хромита. Зоны отстоят друг от друга на 5–25 м. Форма тел уплощенно-линзовидная, текстур-полосовидная, шлировая, струйчато-полосчатая, нодулярная. Мощность – 1–3,6 м, падение пологое – 20–30°. Руды от убого- до густовкрапленных, сплошных с содержанием Cr_2O_3 – 4,40–22,70 % (среднее 11,13). Хромшпинель повышенной железистости, высокохромистая, частично глиноземистая (%): Cr_2O_3 – 48,16–61,64 (среднее 55,34), Al_2O_3 – 7,16–20,08 (среднее 12,06), Fe_2O_3 – 2,80–5,87 (среднее 4,87), FeO – 13,38–18,88 (среднее 15,47), MgO – 10,06–12,87 (среднее 11,79), TiO_2 – 0,14–0,40 (среднее 0,23). Результаты технологических испытаний показали хорошую обогатимость вкрапленных руд проявления; концентрат удовлетворяет требованиям промышленности для получения феррохрома. Прогнозные ресурсы бедных и богатых хромовых руд высокохромистого подтипа категории P_1 оценены в 360 тыс. т до глубины 200–300 м [154].

Проявления Большелагортинское I (II-3-8) и II (II-3-9) представлены шлирово-вкрапленными хромовыми рудами в первом проявлении и струйчато-полосчатыми рудами во втором, в целом образующие уплощенные платообразные залежи. Протяженность рудной зоны Большелагортинского I – до 400 м, ширина – до 25 м; простирание северо-восточное, согласное с вмещающими дунитами, падение – 60–70°. Содержания в руде Cr_2O_3 – 43,8 %, в монофракции хромшпинелида Cr_2O_3 – 52,98–59,02 %. Прогнозные ресурсы бедных и богатых хромовых руд высокохромистого подтипа категории P_1 оценены в 1920 тыс. т [154].

Протяженность рудной зоны Большелагортинского II – до 200 м, мощность до 1,0–2,5 м, простирание субмеридиональное согласное с дунитами, падение восточное, угол 80°. Руды мелко-тонкозернистые от вкрапленных до сплошных. Содержание Cr_2O_3 в руде 38,2 %. Прогнозные ресурсы бедных и богатых хромовых руд высокохромистого подтипа категории P_1 оценены в 310 тыс. т [154].

Проявление Малолагортинское (II-2-6) представлено линейно-полосчатым хромитовым оруденением. Протяженность зоны – до 150–250 м, ширина – от 0,5 до 1,5 м; простирание северо-восточное, согласное с «краевыми дунитами». Рудные полоски – от долей см до 10–15 см. Руды – от вкрапленных до сплошных, тонкозернистые. Участками с вкрапленными рудами связано развитие агрегатов пластинчатого фиолетового кеммерерита. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 61,41 %. Прогнозные ресурсы бедных и богатых хромовых руд высокохромистого подтипа категории P_1 оценены в 180 тыс. т [154].

Лагортинское рудное поле вытянуто вдоль восточного края Войкаро-Сынинского массива. В его строении преобладают ультрабазиты гарцбургитового комплекса, а вдоль юго-восточного края узкой полосой протягивается верлит-дунитовый комплекс. На преобладающей части поля интенсивно проявились процессы среднетемпературного метаморфизма и рассланцевания, которые затушевали первичные черты строения ультрабазитов. Наиболее перспективной структурой рудного поля является протяженная (до 9,5 км) и широкая (до 1,8 км) Лагортинская хромитоносная зона северо-восточного простирания. Зона имеет сложное строение и объединяет ряд более мелких

зон. В пределах зоны выделяются полосы, участки, обогащенные жилоподобными выделениями и телами дунитов, истинное количество которых и положение не всегда удается откартировать из-за интенсивно проявленного метаморфизма. В пределах зоны выявлены проявления Лагортинское (II-4-6), Софроновское III (II-4-22) 121 (II-4-16), 602 (II-4-15), 615 (II-4-17), 673 (II-4-4) и многочисленные пункты минерализации с бедными и богатыми рудами глиноземистого подтипа.

Проявление Лагортинское (II-4-6) находится в поле гарцбургитов, примыкающих к краевым дунитам. Хромитоносная зона протяженностью 3,5 км и шириной 1–1,8 км включает серию одиночных и сближенных вытянутых вдоль зоны рудных тел, а геофизическими методами выявлены четыре локальные аномалии силы тяжести предполагаемой рудной природы. Длина рудных тел по простиранию – 40–320 м, мощность – 0,3–11,4 м. Простирание северо-восточное, падение 50–85°. Руды от убого-редковкрапленных до густовкрапленных и сплошных с содержанием Cr_2O_3 11,05–29,31 % (среднее – 19,77 %). Хромшпинель глиноземистая, Cr_2O_3 – 37,18–41,14 %.

Поисковыми работами [152] в проявление включена значительная часть хромитоносной зоны (протяженностью 3,5 км и шириной 1,0–1,8 км), которая объединяет 20 рудных тел, в том числе рудопроявления 602, 615 и 121.

В итоге общие прогнозные ресурсы категории P_1 богатых руд (Cr_2O_3 среднее – 25,49 %) глиноземистого типа до глубины 300 м составили 440 тыс. т, а бедных хромовых руд (Cr_2O_3 среднее – 18,64 %) – 3800 тыс. т [154].

Проявление Софроновское III (II-4-22) расположено в юго-западной половине этой же хромитоносной зоны. Руды густовкрапленные и сплошные. Представляет собой богатый крупнообломочный элювиально-делювиальный развал хромитов длиной 350 м, шириной 10 м в войкаритизированных гарцбургитах. В цементе хлорит, по плоскостям трещин зеркала скольжения, изредка корочки уваровита. В руде: Cr_2O_3 – 34,79 %; Al_2O_3 – 18,22 %.

Проявление 673 (II-4-4) расположено к северо-западу от Лагортинской хромитоносной зоны и приурочено к среднему по размерам дунитовому телу среди войкаритизированных гарцбургитов. Представляет собой рудную зону бедновкрапленных хромовых руд глиноземистого типа размерами (2–4) × 100 м. Зона вкрапленного хромитового оруденения расположена в северной части дунитового тела, имеет протяженность до 100 м при ширине до 2–4 м. Простирание зоны 340–360°. Внутри зоны оруденения выделяются уплощенные линзообразные обособления шириной до 0,5–1,5 м убого-редковкрапленных, средневкрапленных руд и участков повышенной вкрапленности (до 5–10 %) хромшпинелида. Руды массивные, полосчатые, струйчато-полосчатые, среднезернистые, средне-крупнозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 45,87–47,65 %; Al_2O_3 – 20,83–24,90 %. В рудах установлены платиноиды: Pt – 0,23 г/т; Ru – 0,19 г/т.

Кэршорское рудное поле расположено вдоль восточного края Войкаро-Сынинского массива к югу от Лагортинского РП. В его строении принимают участие породы гарцбургитового комплекса и примыкающие к нему с востока дуниты верлит-дунитового комплекса в виде полосы шириной 400–500 м. Среди гарцбургитов встречаются участки, обогащенные жилоподобными вы-

делениями и мелкими телами дунитов, к которым приурочены хромитоносные зоны, включающие проявление Кэршорское (II-3-17), Софроновское I, II (II-3-23, II-3-25) и четыре пункта минерализации. Все руды относятся к глиноземистому подтипу.

Проявление Кэршорское (II-3-17) приурочено к ядерной части небольшой складчатой структуры, открытой к северу-северо-востоку. Расположено среди гарцбургитового комплекса вблизи контакта с породами верлит-дунитового комплекса. Объединяет 15 рудных тел преимущественно столбообразной и коротко-линзовидной формы (отношение длины к ширине от 1–2,5 до 4–10), реже линзовидной и уплощенно-линзовидной формы (отношение длины к ширине – от 14 до 50). Рудные тела выходят на поверхность в пределах слабо вытянутого в северном направлении овала. Простираение рудных тел варьирует от 340° до 90–100°. Все эти особенности указывают на столбообразный характер хромитоносной зоны и ее достаточно крутое склонение. Контакты тел резкие, с маломощными дунитовыми оторочками, часто серпентинизированными. Текстура руд массивная, вкрапленная, орбикулярная, структура средне-крупнозернистая. Руды густо-, средневкрапленные, сплошные, частично редковкрапленные с содержанием Cr_2O_3 15,21–45,0 % (среднее 23,01 %). Руды неметаморфизованные, слабометаморфизованные. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (%): Cr_2O_3 – 40,17–51,16 (среднее 44,50), Al_2O_3 – 17,90–26,70 (среднее 21,36), Fe_2O_3 – 1,37–11,00 (среднее 5,30), FeO – 3,86–16,14 (среднее 11,69), MgO – 12,50–17,32 (среднее 15,38), TiO_2 – 0,31–0,65 (среднее 0,50). По минеральному составу хромшпинель соответствует алюмохромиту, хромпикотиту.

На проявлении пройдено в общей сложности 70 канав, 13 скважин.

В рудах установлены платиноиды и золото: Pt – 3,42 г/т, Au – 1,2 г/т. Запасы категории C_2 богатых хромовых руд глиноземистого типа определены в количестве 88 тыс. т с содержанием Cr_2O_3 23,08 масс. %, в том числе 5 тыс. т особо ценных руд с содержанием Cr_2O_3 39,13 масс. %, пригодных для промышленного использования без обогащения. В крупной столбообразной хромитоносной зоне могут быть встречены очень крупные хромитовые тела. По геофизическим данным, на рудопроявлении прогнозируется 10 000 тыс. т хромовых руд со средним содержанием Cr_2O_3 20 %, из них 2700 тыс. т хромовых руд, пригодных для использования без обогащения со средним содержанием Cr_2O_3 36 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 богатых хромовых руд до глубины 300 м оцениваются в 887 тыс. т с содержанием Cr_2O_3 30,34 % [152]. С учетом геофизических данных, ресурсы категории P_1 составляют 2700 тыс. т [154].

Проявление Софроновское I (II-3-23) находится в базальной части полосы краевых дунитов и представляет собой уплощенное пластообразное тело хромитов. Мощность тела – до 1–3 м, протяженность – до 60 м, простираение субмеридиональное, параллельное контакту дунитов с интенсивно войкаритизированными гарцбургитами; падение крутое, восточное. Руды мелко-среднезернистые – от вкрапленных до сплошных. Текстуры пятнистые, неяснополосчатые. Характерно частое присутствие уваровита в виде ветвящихся прожилков, примазок, редко корочек. Установлено наличие золота в виде

пластинчатых, дендритообразных и неправильных зерен – от 0,03 до 0,3 мм, достигающих содержания до 5 г/т. В руде: Cr_2O_3 – 19,76–30,26 %; в монофракции хромшпинели: Cr_2O_3 – 47,54–48,34 %; Al_2O_3 – 18,80–22,56 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 – 788 тыс. т [152].

Проявление Софроновское II (II-3-25). Хромитовое оруденение расположено в уплощенном теле дунитов среди войкаритов, развитых вдоль западного контакта полосы краевых дунитов. В южной части дунитов канавами вскрыто линзовидное тело хромитов протяженностью до 20 м, мощностью до 5 м.

Руды мелкозернистые, редко-среднекрупные, в основном массивные, изредка полосчатые. В руде: Cr_2O_3 – 8,71–19,13 %. В северной части тела дунитов – прожилково-шиповое хромитовое оруденение. Протяженность развалов – до 100–150 м. В монофракции хромшпинели: Cr_2O_3 – 37,99–38,91 %, Al_2O_3 – 27,56–27,59 %. Установлено наличие платины – 2,17 г/т. Прогнозные ресурсы категории: P_1 – 465 тыс. т [154].

Лабогейское потенциальное рудное поле находится в центральной части Погурейского тектонического блока. Рудное поле имеет слабо вытянутую в северо-западном направлении овальную форму и сложено породами гарцбургитового комплекса. Неистощенные гарцбургиты, содержащие 20–35 % неправильных, жилообразных и линзовидных тел дунитов, смяты в довольно крупную желобообразную складку, к юго-западному замыканию которой и приурочено рудное поле. Достаточно широкое развитие на отдельных участках, контуры которых не установлены, получили дуниты в виде жилообразных и неправильных выделений в гарцбургитах и в виде самостоятельных тел линзовидной формы. Рудопроявления хромовых руд малые по размерам, запасы и прогнозные ресурсы по ним не оценивались. Породы и руды в основном слабо метаморфизованы, хотя в пределах локальных зон метаморфизм проявился весьма интенсивно, что сопровождалось превращением хромовых руд в хроммагнетитовые (проявления Лабогейское III, Лабогейское V).

В пределах рудного поля известны рудопроявления 74 (III-2-25), Лабогейское I, II, III, IV, V, VI, VII (III-2-11, III-2-13, III-2-16, III-2-15, III-2-19, III-2-17, III-2-21) и многочисленные пункты минерализации. Ввиду их однотипности, опишем типичные. Сведения об остальных приведены в прил. 2.

Проявление Лабогейское II (III-2-13) находится в центральной части Погурейского блока среди гарцбургитового комплекса. Вмещающие породы – гарцбургиты серпентинизированные. Оруденение включает одно рудное тело хромитовых руд линзовидной формы. Длина по простиранию – 10 м, мощность – 3,5 м. Залегание рудного тела: аз. прост. северо-восточное, аз. пад. 220–240°, угол пад. 65–70°; контакты резкие с дунитовыми оторочками серпентина 0,1–0,15 м. Руды средне-крупнозернистые, густовкрапленные с содержанием Cr_2O_3 31,37–34,16 масс. % (среднее 32 %), FeO – 10,40–16,20 %. Степень метаморфизма слабая. Хромшпинель глиноземистая магниезиальная (масс. %): Cr_2O_3 – 38,41; Al_2O_3 – 27,36; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – 2,3. В рудах установлены: Pt – 0,02 г/т, Ag – 2,4 г/т, Au – 0,02 г/т. Проявление недостаточно изучено.

Проявление Лабогейское III (III-2-16) находится в центральной части Погурейского блока среди гарцбургитового(?) комплекса в поле полосчатого

чередования дунитов, гарцбургитов, линейных зон серпентинитов. Субмеридиональная хромитоносная зона шириной 50 м, протяженностью 250 м, с залежами хромагнетитовых руд. В южной части зоны вскрыта рудная залежь 6×30 м; в северной части зоны вскрыта полоса 15×70 м убоговкрапленных руд со шлировыми обособлениями мощностью 0,04–0,15 м более богатых руд. Средняя часть зоны не вскрыта. Рудные тела линзовидной, уплощенно-линзовидной формы; длина по простиранию – 30–70 м, мощность – 6–15 м; азимут падения – $250\text{--}290^\circ$, угол – $3\text{--}85^\circ$. Текстура руд массивная, вкрапленная, шлировая. Руды от убоговкрапленных до сплошных: в южной части зоны содержание Cr_2O_3 – 5–14 %, FeO – 27–40,8 %; в северной – Cr_2O_3 – 3,3 %, FeO – 23,6 %. Степень метаморфизма сильная. Хромшпинель при метаморфизме переходит в хромагнетит. В рудах отмечается золото – от 0,006 до 0,13 г/т.

Погурейское потенциальное рудное поле расположено вдоль западного края южного окончания Погурейского тектонического блока. В его строении принимают участие ультрабазиты гарцбургитового комплекса. Неистощенные гарцбургиты смяты в крупную складку, фрагмент которой занимает часть площади рудного поля. Среди гарцбургитов откартировано несколько тел дунитов линзовидной формы. Наиболее значительное тело имеет размеры 300×4000 м. Оно смято при складчатости и разделено тектоническим разрывом на две части. Восточнее этого тела расположено второе дунитовое тело размерами 300×1500 м. Дунитовые тела таких больших размеров скорее всего представляют собой группу более мелких тел, что находит подтверждение при характеристике рудопроявлений. Поля гарцбургитов, обогащенные дунитовыми выделениями жилообразной и неправильной формы при картировании не выделялись. В пределах рудного поля достаточно широко проявлены процессы войкаритизации.

В пределах рудного поля известны проявления 82 (IV-2-4), Верхнепогурейское (III-2-33), Среднепогурейское (IV-2-1), Южно-Погурейское (IV-2-2) и несколько пунктов минерализации.

Проявление Южно-Погурейское (IV-2-2) является наиболее крупным в рудном поле. Оно залегает в гарцбургитах и сложено богатыми рудами глиноземистого типа. Находится в южной части выклинивающегося Погурейского блока среди гарцбургитового комплекса. Оруденение включает два субпараллельных тела хромитовых руд линзовидной формы. Длина по простиранию – 48 и 155 м, мощность – 4,96 и 3,45 м. Залегание рудных тел: азимут падения – $340\text{--}360^\circ$, угол – $50\text{--}80^\circ$. Контакты резкие, с дунитовыми оторочками, мощностью до 30 см. Текстура руд массивная, вкрапленная, структура мелко-среднезернистая. Руды сплошные, реже редковкрапленные, средневкрапленные с содержанием Cr_2O_3 20,61–43,6 % (среднее 36,30 %); $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – 2,40–3,0 %. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (%): Cr_2O_3 – 39,89–48,05; Al_2O_3 – 20,86–28,15. В рудах установлены платиноиды. По результатам пробирного анализа: Pt – 0,24 г/т; Au – 0,26 г/т.

По параметрам рудного тела на поверхности прогнозные ресурсы проявления по категории P_1 оценены до глубины 300 м в 843 тыс. т при среднем содержании Cr_2O_3 36,3 %. Рассматривается как высокоперспективное [153].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь на территории листа представлена четырьмя рудными формациями: медно-титано-магнетитовой, медно-колчеданной, медно-молибден-порфировой и медно-жильной (медно-кварц-сульфидной).

Медно-сульфидное оруденение титано-магнетитовой формации связано с образованиями кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. На территории листа представлено проявлениями Изшорское, Погурейское.

Проявление Изшорское (III-3-1) приурочено к габброидам кэршорского комплекса вблизи их контакта с кварцевыми диоритами собского комплекса. На площади $1,0 \times 0,5$ км отмечены несколько зон бедной вкрапленности, халькопирит-пирротинового состава с параметрами до $20-30 \times 1-2$ м. Канавой вскрыта также зона обломков сплошных халькопирит-пирротиновых руд (обломки до $0,5 \times 0,5$ м). Геофизическими работами установлен ряд аномалий ВП, коррелируемых с зонами бедной сульфидной минерализации. Бурение в силу организационных причин проведено в опережении геофизических и геохимических работ и носит по существу структурно-картировочный характер. Содержание полезных компонентов в сплошных рудах (%): Cu – 0,34; Zn – 0,18; Co – 0,15, Pt, Pd, Rd – пробирным анализом не обнаружены. Микроскопическими исследованиями установлено наличие кобальтистого пирита с содержанием Co – до 2,1 %, а в халькопирите наличие осмия – до 0,107 %. Проявление недостаточно изучено.

Проявление Погурейское (IV-2-6) расположено в левом борту р. Погурей в полосе развития мелкокристаллических габбро кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. По данным полуколичественного спектрального анализа, в габбро на протяжении более 500 м вкост простираются аномальные содержания меди (от 0,03 до 0,39 %), коррелирующиеся в отдельных точках с высокими содержаниям никеля (до 843 г/т) и (кобальта до 354 г/т). В пробах из зон милонитизации габброидов, вблизи контакта с гранитоидами собского комплекса установлены рудные концентрации меди (до 0,8 %), никеля (до 1500 г/т), серебра (до 1,5 г/т) в присутствии кобальта и цинка. Золото – 0,01 г/т, платиноиды не обнаружены.

В сходной позиции в зоне контакта мелкокристаллических габброидов с гранитоидами находятся пункты минерализации Нижнелабогейский I (III-3-5) и Нижнелабогейский II (III-3-6), в которых по единичным пробам установлены содержания меди – от 0,01 до 0,35 %, золота – от 1,3 до 2,5 г/т, серебро – от 7,6 до 42,6 г/т.

Медно-колчеданное и колчеданное медно-цинковое оруденение в типичном виде проявлено среди вулканогенных образований пальникшорской толщи и представлено достаточно масштабным медно-цинковым проявлением Грубешорское (II-2-1), известным также как Грубешорское «месторождение» серного колчедана. Оно описано ниже, в разд. «Цинк».

Кроме того имеются проявления и пункты минерализации меди и полиметаллов среди полей развития малоуральской свиты на хр. Янас-Тэре, которые с определенной долей условности относятся к колчеданному типу [133] –

проявления Колчеданный-1 (Ш-4-27), Колчеданный-5 (Ш-4-36) и сопутствующие им пункты минерализации.

Проявление Колчеданный-1 (Ш-4-27) представляет собой группу сближенных ПМ, приуроченных к вытянутым зонам гидротермально измененных литокластических туфов андезибазальтов малоуральской свиты. Оруденение представлено вкрапленными пирит-халькопиритовыми рудами, часто со сфалеритом и галенитом. Содержание меди – 0,1–1 %, Zn – до 0,3 %.

Проявление Кочеданный-5 (Ш-4-36) расположен в верховьях руч. Прохладный. Представляет собой группу сближенных ПМ в гидротермально измененных катаклазированных вулканогенных породах, пронизанных кварц-эпидотовыми прожилками. Основная рудная зона пиритизированных метасоматитов имеет параметры 60 × 100 м. Прочие ПМ представлены редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, иногда галенита. Содержание (%) Cu по единичным пробам – 0,1–0,3 %, Pb – 0,03 %, Co – 0,006 %, Ni – 0,006–0,06 %, Au – 0,03–0,08 % [160].

Медно-молибден-порфировое оруденение развито в Малоуральском вулканогено-плутоническом поясе, где представлено проявлением Янаслорское (Ш-4-11), подробно описанное в разд. «молибден»; проявлением Маникую (Ш-4-26) и шестью пунктами минерализации 1501 (Ш-4-22), 1549 (Ш-4-32), 2083 (Ш-4-16), 2080 (Ш-4-18), 1573 (Ш-4-19), Колчеданный 3 (Ш-4-25).

Проявление Маникую (Ш-4-26) является наиболее изученным и типичным объектом. Оруденение приурочено к контактам кварцевых диоритов и монцодиоритов собского комплекса с вулканогенно-осадочной толщей малоуральской свиты. Породы последней прорваны многочисленными дайками кварцевых диорит-порфиритов и габбро-порфиритов субмеридионального направления. Вулканогенные породы катаклазированы, альбитизированы и окварцованы. Прорывающие гранитоиды изменены в меньшей степени. Наиболее интенсивное окварцевание – вплоть до образования вторичных кварцитов – проявлено вблизи даек. К метасоматитам приурочены зоны прожилково-вкрапленной сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализации. Содержание пирита в вулканитах нередко достигает 5–10 %, а в гранитоидах не превышает 2–3 %. В районе проявления пробурен профиль скважин, которые вскрыли на глубине 200–230 м апикальные части массива порфировидных кварцевых диоритов, а также ряд пологозалегающих даек кварцевых диорит-порфиритов, прорывающих вулканиды.

Оруденение представлено прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией штокверкового типа размером 220 × 400 м, приуроченной к выступам апикальных частей интрузива, сложенных гидротермально-измененными порфировидными разностями кварцевых диоритов. В экзоконтактах интрузии проявлены эпидотизация, окварцевание, скарнирование, участки развития кварцевых жил мощностью от 1 см до 2 м, содержащие гнезда пирита в зальбандах и молибденита в пустотах выщелачивания. Выделяются две основные минерализованные рудные зоны: собственно Маникуюская и Восточно-Маникуюская протяженностью 1500 и 3100 м.

Ассоциация рудных минералов – пирит, халькопирит (преобладают), пирротин, сфалерит, магнетит, молибденит. Содержания меди колеблются в пре-

делах 0,11–0,96 %, золота 0,01–3,2 г/т (преобладающие 0,001–0,06 г/т); серебра – 3,6–27,6 г/т. Средние содержания меди для расчета приняты 0,1–0,2 % [151, 158]. Содержания молибдена 0,003–0,01 % [166]. С учетом повышенного содержания золота, по мнению А. Н. Мельгунова и др. [151], это проявление относится к бошекульскому типу.

На геолого-геохимическом разрезе по поисковым скважинам 7, 8, 9, 10 по характеру распределения коэффициента зональности предполагается развитие золоторудно-рудного уровня на глубинах свыше 60–70 м. Подтверждением этого являются результаты опробования скв. С-7 Р. Г. Язевой при проведении тематических работ, в результате которых в метасоматитах, вскрытых скважиной на глубинах 220–250 м, содержание золота составляет 3,2 г/т (пробирный анализ пунктирной керновой пробы) [166].

По проявлению до глубины 300 м были оценены прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 1000 тыс. т меди при среднем содержании меди 0,1–0,2 % [146]. Ресурсы молибдена оценены исходя из соотношения Cu/Mo равного 40 : 1 в количестве 25 тыс. т. Согласно данным [133], прогнозные ресурсы меди оцениваются по категории P_2 в 800 тыс. т. Однако оснований для снижения ресурсов не приводится. Кроме того, А. П. Прямоновым для проявления дается оценка золота сульфидно-кварцевой формации по категории P_2 в количестве 16 т (при предполагаемом среднем содержании 3,3 г/т).

Медно-жильное оруденение связано обычно с жилами кварцевого и кварц-карбонатного состава в породах различного состава. Главными рудными минералами являются халькозин и борнит, реже – ковеллин, халькопирит, пирит, галенит. В поверхностных условиях развиваются вторичные минералы – малахит, азурит, ковеллин, халькозин. На территории листа представлено многочисленными пунктами минерализации, типичные примеры: (IV-3-8), (IV-3-9) и др. Содержание меди – от 0,03 до 0,6 %. Наиболее крупным объектом этого типа является проявление Погурейсоимское, приуроченное к базальтам кокпельской свиты, локально развитым в поле отложений погурейской свиты.

Проявление Погурейсоимское (Ш-1-3), открытое А. И. Водолазским [121, 120] – типичный пример объектов медно-кварц-сульфидной формации в Лемвинской зоне. Расположено в верховьях руч. Погурей-Соим и состоит из 15 минерализованных участков, приуроченных к рассланцованным и пронизанным карбонатными и кварц-карбонатными жилками базальтам кокпельской свиты. Как карбонатные жилки, так и вмещающие их базальты содержат мелкую (0,1–5,0 мм) вкрапленность и прожилки (1–3 мм × 10–30 см) мелкокристаллических борнита и халькозина, пленки и налеты лимонита, медной зелени, прожилки хризоколлы, отдельные скопления ковеллина и куприта, зерен халькопирита, пирита, чешуек гематита и выделения самородной меди. Мощность зон минерализации – от нескольких десятков сантиметров до первых метров, залегание, как правило, согласное с вмещающими породами, падающими на юго-восток под углами 50–70°. Химические анализы бороздовых проб показали содержание меди от 0,83 до 5,13 % (среднее 2,1 %), серебра – от 1,6 до 28,5 г/т (среднее 10 г/т). Средняя мощность – 1,2 м, протяжен-

ность – 1500 м. Оцененные запасы (по современным представлениям отвечают категории P₁) составляют 30 тыс. т меди и 15–16 т серебра [18].

Свинец. В пределах листа выявлено 13 пунктов минерализации: 1761 (Ш-4-42), Колчеданный-7 (Ш-4-47), 1695 (Ш-4-10), 2227 (Ш-4-15), 2508 (Ш-4-53) и др. Все они относятся к гидротермально-плутоногенному типу(?). Представляют собой участки пиритизации и кварцевые жилы с единичными зернами галенита. Содержания, по данным спектрального анализа, – от 0,03–0,06 (большинство проб) до 0,1–0,3 %.

Пункт минерализации Колчеданный-7 (Ш-4-47) расположен в верховьях руч. Титовский. Зоны пиритовой минерализации имеют субширотную ориентировку. Туфы андезибазальтов и многочисленные дайки габбро-порфиритов и диорит-порфиров интенсивно катаклазированы, альбитизированы, хлоритизированы и окварцованы до вторичных кварцитов. К полям развития вторичных кварцитов приурочена интенсивная (2–3 до 10–15 %) прожилково-вкрапленная сульфидная (пирит) минерализация. С поверхности по минерализованным зонам развиты охристые глинисто-песчано-дресвянистые образования линейно-площадной коры выветривания. Зоны пиритизации прослежены на 300–400 м при ширине от первых метров до 60 м. На участке установлена геохимическая аномалия свинца по вторичным ореолам (Ш-4-48) и крупная электроразведочная аномалия. Содержание свинца в пиритизированных породах низкое – 0,03–0,06 %, отмечается золото – 0,1–0,2 г/т (пробирный анализ). С учетом повышенного содержания в пробах, по данным спектрального анализа, серебра, ртути и мышьяка, участок рекомендуется для дальнейшего изучения [160].

Сведения о прочих пунктах минерализации приведены в прил. 2.

Цинк. В пределах листа известно одно проявление Грубешорское (П-2-1), относящееся к медно-цинковой колчеданной формации и генетически связанное с метаморфизированными бимодальными базальт-плагиоориолитовыми вулканитами пальникшорской толщи и их субвулканическими комагматами. Открыто А. М. Иванченко в 1962 г. Ранее вмещающие породы отнеслись к грубешорской свите. Оруденение совместно с вмещающими породами претерпело метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации и представлено в виде линейных зон пирит-серицитовых метасоматитов.

Среди вмещающих пород горными работами вскрыта зона охр и охристых бурых железняков шириной 60–70 м и протяженностью 700 м. Электроразведочные работы выявили четкую аномалию размерами 400 × 800 м. Буровыми работами среди альбитизированных metabазальтов и их туфов вскрыта рудная зона, имеющая вид полого падающей на юго-восток (угол 25–30°) залежи, сложенной вкрапленными и массивными (мощностью до 3 м) рудами. Средняя суммарная мощность рудной зоны составляет 20 м, по падению прослежена на 500–600 м. Вблизи зоны минерализации широко развиты гидротермально-измененные породы: серицит-кварц-альбитовые, эпидот-хлоритовые сланцы, вторичные кварциты и эпидозиты. Основной рудный минерал –

пирит – массивной, вкрапленной и густовкрапленной текстуры (поэтому в литературе проявление рассматривается так же, как Грубешорское «месторождение» цинковистых серных колчеданов). Халькопирит, сфалерит, борнит, галенит и марказит встречаются редко в виде единичных мелких зерен. Содержание компонентов: Cu – до 0,1 %, (обычно следы); Zn – до 0,77 %; Pb – 0,01 % (как правило, отсутствует); серы 4,5–29,3 %; Fe₂O₃ – 14–40,2 %; Ag – до 7,3 г/т; Золото пробирными анализами не установлено, тем не менее, к западу от проявления выявлены литогеохимические ореолы золота [123]. Прогнозные ресурсы (по современным представлениям отвечают категории P₁): сера – 1215,88 тыс. т.; Cu – 2,5–3,0 тыс. т.; Zn – 18–20 тыс. т.; Ag – 80–90 т [18].

Молибден. На территории листа известно одно крупное проявление – Янаслорское (Ш-4-11) и один пункт минерализации 1716 (Ш-4-13) медно-молибденового типа.

Проявление Янаслорское (Ш-4-11) находится на правом берегу нижней части р. Бол. Лагорта. Между ручьями Причисоим на севере и Янас-Соим на юге. Участок выявлен сотрудниками Полярно-Уральской экспедиции ГИН АН СССР 1948–1953 гг. Тогда на склонах горы Янаслор и берегах огибающего ее руч. Янас-Соим был обнаружен крупночешуйчатый молибденит. Позднее на этом участке неоднократно проводились геохимические и поисковые работы. В 1987–1988 гг. в ходе ГДП-50 Хараматалоуской ГСП проведены бурение и горные работы, позволившие дать современную оценку проявления и генетическую характеристику оруденения [137]. Установлено, что Янаслорское медно-молибденовое рудопроявление приурочено к янаслорскому гранитовому комплексу, сложенному биотит-роговообманковыми, биотитовыми, лейкократовыми гранитами и аляскитами, который прорывает кварцевые диориты собского комплекса. Медно-молибденовое оруденение штокверкового типа. Штокверки пластообразной и линзообразной в горизонтальном сечении формы, образующие ветвящуюся зону мощностью от 50 до 200 м, протяженностью 3,6 км. Прослежено бурением до глубины 300 м без признаков выклинивания. Главные рудообразующие минералы – молибденит, халькопирит, пирит, магнетит, редко сфалерит, галенит, единичные – берилл, молибдошеелит.

Характерны обширные участки апогранодиоритовой калишпатизации (до аляскитовых гранитов) с зонами альбит-мусковитовых метасоматитов, ореолами пропилитизации, аргиллизации, грейзенизации.

Плутоно-метасоматическая зональность и другие элементы внутренней структуры предопределили существование нескольких типов руд и их распространенность:

- 1) штокверк разно ориентированных калишпат-сульфидных и сульфидно-кварцевых прожилков с содержанием молибдена и меди, по результатам химического анализа керновых проб, соответственно от 0,001 до 0,283 % и от 0,01 до 0,15 %. Руды этого типа имеют максимальное предполагаемое промышленное значение;

2) участки грейзенизации аляскитов (интенсивного развития мусковита) и наложенной аргиллизации среди кварц-полевошпатовых метасоматитов с гнездами, моносulfидными прожилками и примазками молибденита в «сухих» трещинах. Оруденение образует столбы с содержанием молибдена от 0,002 до 0,225 % и меди от 0,001 до 0,10 %. В крупночешуйчатом молибдените выявлено повышенное содержание рения (до 127 г/т). В ореолах аргиллизации кроме молибденита, образующего выделения до 0,1–3,0 см в виде пластин и розеток, присутствуют рассеянные крупные гнезда халькопирита, часто в ассоциации с молибденитом, и мелкие гнезда мелкозернистого пирита;

3) вкрапленное оруденение, связанное с участками интенсивной калишпатизации мелкозернистых амфиболсодержащих биотитовых лейкократовых гранитов. Оруденение распространено как совместно с оруденением 1-го типа, так и вне ассоциации с ним, представлено молибденитом, халькопиритом, магнетитом, редко борнитом. Рудные вкрапленники (до 0,5 мм) равномерно рассеяны в породе. Часто халькопирит и борнит развиты внутри хлоритизированных таблитчатых кристаллов амфибола. Среднее содержание рудных компонентов выдержанное и составляет 0,006–0,001 % Mo и до 0,11 % Cu. По ряду структурно-текстурных особенностей (выдержанности, убогости и т. д.) оруденение является сингенетичным.

В целом ассоциация рудных минералов представлена магнетит–магнетит+пирит–пирит+халькопирит+молибденитовым парагенезом. Промышленно значимых концентраций достигает молибден, редко – медь.

В отдельных пробах, по результатам полуколичественного спектрального анализа, концентрации олова, вольфрама и висмута достигают $n \times 10^{-3}$ %. По редким количественным определениям содержания золота не превышают 0,04 г/т.

Геохимический спектр руд типичен для медно-молибден-порфирировых объектов, типоморфный ряд которых – W–Sn–Co–Mo–Cu–Zn–Pb–Ag. Полнота выраженности этого типоморфного ряда указывает на значительную степень эродированности Янаслорского проявления и позволяет отнести его к медно-порфировой формации.

Явных геологических границ рудных зон нет, оконтурены по результатам опробования. Содержания Mo – 0,002–0,25 % (среднее 0,016 %), Cu среднее – 0,005 % (до 0,1 %), Re в молибдените – 127 г/т, Au – среднее 0,0008 г/т (до 0,04 г/т), Bi, Ag. Прогнозные ресурсы категории P₁ по всей зоне (до 300 м): руды 355 млн т, Mo – 42 тыс. т, Cu – 178 тыс. т. Кварц-полевошпатовое сырье (аляскитовые граниты) по ГОСТ 23034-78 (для стекла, керамики санитарной и облицовочной до фарфора в отдельных блоках) – 87 млн т (изучены на участках Горы Онаслор и Каменные Палатки) [137]. Прогнозные ресурсы Янаслорского рудного поля до глубины 500 м по категории P₂ оценены в 380 тыс. т меди и 80 тыс. т молибдена.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное. Собственных значимых проявлений золота в пределах площади листа не установлено, к настоящему времени известны только пунк-

ты минерализации, относящиеся предположительно к золото-кварц-сульфидной формации (Ш-4-34), (Ш-4-46) и др. и формации кор выветривания (Ш-4-40). Сложность выделения этих собственно золоторудных типов связана с тем, что они, как правило, наложены на более ранние формации: медно-железо-скарновую, медно-порфиновую, а также нередко избирательным отбором проб на пробирный или золото-спектральный анализы.

В итоге на данной стадии изученности можно лишь предполагать наличие объектов золото-кварц-сульфидной формации. По имеющимся разрозненным данным установленные содержания золота находятся в пределах 0,13–3 г/т, иногда до 8 г/т [160] (рабочие материалы А. П. Прямоносова) и, как правило, приурочены к метасоматитам сульфидно-кварцевого состава, пропилитизированным породам и аргиллизитам по вулканогенным образованиям малоуральской свиты.

Пункт минерализации руч. Прохладный (Ш-4-40) формации золотоносных кор выветривания (КВ) выявлен работами ЦНИГРИ [160]. Здесь наблюдалась структурная КВ, залегающая под почвенными образованиями. Видимая мощность КВ 2–2,5 м. КВ представлена песчано-дресвяно-глинистой массой охристо-коричневого цвета. Развита по пиритизированным вулканитам, на контакте с маломощной дайкой долеритов (пробы 617–619). По данным пробирного анализа, содержания золота – 0,24–0,66 г/т. Предполагается, что здесь развита золотосодержащая КВ линейно-площадного типа.

В то же время повышенные концентрации золота в пределах площади листа также связаны с золотосодержащими формациями: медно-титано-магнетитовой, меднопорфировой и даже хромитовой, в которых оно присутствует в виде попутного (сопутствующего) компонента.

Наиболее значимым и типичным примером *медно-титано-магнетитового (золото-платино-палладиевого)* оруденения является хорошо изученное проявление Озерное (лист Q-41-XVII). На территории листа Q-41-XVI объекты *этого типа* оруденения (описаны выше) изучены крайне недостаточно. По имеющимся данным, повышенные содержания золота в этом типе отмечены в пунктах минерализации Нижнелабогейский I (Ш-3-6) и Нижнелабогейский II (Ш-3-7), в которых по единичным пробам установлены содержания золота от 1,3 до 2,5 г/т. Весьма интересен пункт минерализации Ш-4-19 в поле развития пород полосчатого кэршорского комплекса. По результатам штупфного опробования получены содержания: Ag – 21 г/т; Pd – 0,57 г/т; Au – 0,48 г/т. На основании совместного наличия золота и палладия можно предполагать развитие здесь золото-платино-палладиевого оруденения типа Озерного. К аналогичному типу, вероятно, относится пункт минерализации Ш-3-31, в котором установлены повышенные содержания золота и платины. Об этом косвенно свидетельствует и наличие шлихов с золотом и платиноидами в полосе кэршорского комплекса в бассейне р. Мал. Лагорта.

Золото, связанное с объектами меднопорфинового типа, известно на *проявлении Янаслорское* (описано выше в разд. «Молибден»). По имеющимся данным, содержания сопутствующего золота в рудах повсеместно весьма низкие: на уровне 0,001–0,04 г/т. Золото, связанное с хромитовой формацией, установлено в рудах проявлений Южно-Погурейское (IV-2-2), Лабогейское-II

(Ш-2-13), Лабогейское-Ш (Ш-2-16) и др. Содержания золота в хромитовых рудах 0,02–0,26 г/т, до 1,2 г/т в проявлении Кэршорское (Ш-3-17). Определения производились в единичных пробах, изученность данного типа недостаточная.

Россыпное золото. Установлено в виде шлиховых потоков и единичных знаков преимущественно в пойменно-руслевом аллювии водотоков, пересекающих Малоуральскую зону. Наиболее значимый шлиховой поток выявлен в пойменно-руслевых отложениях р. Лагорта (Ш-3-7). Золото-спектральным анализом шлихов здесь установлен прерывистый поток рассеяния золота с содержаниями 0,3–0,7 г/т протяженностью 10 км. Значительное количество шлихов с е. з. золота отмечается также в нижнем течении рек Кокпела, Войкар и Варчатывис. На последнем шлихи с золотом установлены уже в пределах Западно-Сибирской низменности. Единичные шлихи с золотом отмечаются на р. Мал. Лагорта, руч. Кэршор и их притоках в пределах развития кэршорского комплекса. Серия шлихов с е. з. золота установлена в аллювии ручьев, стекающих с хр. Янас-Тэре, сложенного вулканитами малоуральской свиты, в оз. Дзёля-Варча-Ты. Однако сами по себе шлиховые потоки и единичные шлихи не превышают содержания 3–15 мг/м³ и однозначно указывают на отсутствие сколь-нибудь значимых россыпных объектов в пределах территории листа и могут служить только поисковыми признаками наличия коренных объектов.

Шлиховое золото на территории листа детально изучено С. К. Кузнецовым (КНЦ УроРАН) по представительному материалу (до нескольких десятков золотин), полученному в результате крупнообъемного (до 1 м³) шлихового опробования аллювия рек Изшор, Мал. Лагорта, Бол. Лагорта, Кокпела, Войкар. Всего на территории листа отобраны шесть проб [123].

Основная часть золота (82,3–88 %) Лагортинской депрессии (реки Бол., Мал. Лагорта, Кокпела) относится к классу мелкого (0,1–0,9 мм, в среднем 0,15 мм). Остальная часть 0,2–0,3 мм, на р. Кокпела 12 % золотин 0,3–0,7 мм. Преобладают ксеноморфные пластинчатые (38–53 %) и кристалломорфные формы (35–38 %) средней степени окатанности, реже встречаются комковидные формы, которые характерны для руч. Изшор (100 %) и р. Кокпела (50 %). Вниз по течению золото в целом становится мельче и отчасти окатаннее. На р. Войкар мелкое золото преобладает (96,3 %), вместе с тем средний размер золотин относительно выше (0,23 мм). Наряду с пластинчатыми появляется большое количество стержневидных форм, появляются золотины хорошей и – редко – совершенной окатанности.

По химическому составу золото рек Бол. Лагорта, Мал. Лагорта, Кокпела довольно однородно – 66,4–100 масс. %, содержание серебра – 0–38 масс. %, содержание меди – 0–36 масс. %. При этом в медистом золоте серебро обычно отсутствует. Пробность золота варьирует от 638 до 1000 ‰, при вариациях среднего 870–942 ‰. К весьма высокопробному относится около 50 % золотин.

На участках Изшор и Войкар содержание золота варьирует от 91,7 до 98,5 масс. %, изменение концентраций серебра незначительно и колеблется от

3,8 до 4,4 масс.%. Наличие меди не обнаружено. Все золото относится к весьма высокопробному.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что золото Восточно-Войкарской площади неоднородно. Эта неоднородность прежде всего проявляется в химическом составе золота. Уверенно выделяются два типа золота: серебросодержащее и медьсодержащее. Наиболее широко распространено серебросодержащее золото, оно характерно для всех участков: Мал. Лагорта, Бол. Лагорта, Кокпела, Войкар. Медьсодержащее золото встречается реже и содержание его в шлихах ниже по сравнению с серебросодержащим золотом. Золото с наиболее высоким содержанием меди отмечается в аллювии рек Мал. Лагорта и Бол. Лагорта.

Таким образом, в результате проведенного топо-минералогического анализа можно предполагать существование в пределах территории листа двух типов коренных источников золота, существенно отличающихся друг от друга по условиям формирования и минеральному составу руд. Серебросодержащее золото скорее всего связано с гидротермальными золото-кварц-сульфидными проявлениями или медно-порфировой формацией. Медьсодержащее золото по своим параметрам очень похоже на золото медно-золото-палладиевого проявления Озерное (лист Q-41-XVII). Это пока единственное коренное проявление на севере Урала, золото которого отличается столь высоким содержанием меди.

Платиноиды (платина, палладий, рутений) коренные. На территории листа в настоящее время установлены две платиноносные рудные формации в связи с Полярно-Уральской офиолитовой ассоциацией: платиносодержащая хромитовая и платиносодержащая титаномагнетитовая.

Первая представлена в основном кемпирсайским типом, генетически и пространственно связанным с дунит-гарцбургитовым комплексом. Платиноиды кемпирсайского типа относятся к Pt-Os-Ir-Ru-платинометалльной минерализации и локализуются в собственно хромитовых рудах в виде вкрапленности мелких минералов микронной размерности. На территории листа платиноиды установлены в проявлениях: Южно-Погурейское (IV-2-2) – Pt – 0,24 г/т; Лабогейское II (III-2-13) – Pt – 0,02 г/т; 673 (II-4-4) – Pt – 0,23 г/т; Ru – 0,19 г/т и целом ряде пунктов минерализации: 4-439 (II-3-5) – Ru – 0,28 г/т; 3097 (II-4-24) – Ru – 0,21 г/т, Л 4-379 (II-4-8) Ru – 0,995 г/т и др. На территории листа этот тип платиноидного оруденения изучен в целом недостаточно.

Кроме того, по имеющимся данным, на территории листа имеется второй тип платиносодержащей хромитовой формации (предположительно шандашинский [34] платино-палладиевый, иногда с золотом и серебром, связанный, по всей видимости, с краевыми дунитами кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса или локализованный близ контакта с ними. Рудообразующие и аксессуарные хромшпинелиды представлены здесь высокожелезистыми разностями.

Наибольшее количество проявлений и пунктов минерализации данного типа сконцентрировано по восточной периферии Кэршорского и Лагортин-

ского хромитовых рудных полей. Это проявления хромитов: 121 (II-4-16) – Pt – 0,22 г/т; Pd – 0,35 г/т; Ru – 0,11 г/т; Кэршорское (II-3-17) – Pt – 3,42 г/т, Au – 1,2 г/т; Софроновское II (II-3-25) – Pt – 2,17 г/т; ПМ Кэршор Левобережье (II-3-19) – Pt – 0,1 г/т Pd – 0,015 г/т и др. Причем, интересно то, что именно они сопровождаются устойчивыми ореолами шлиховой платины, которые установлены в аллювии ручьев Кэршор, Изшор и р. Мал. Лагорта.

По западному обрамлению Войкаро-Сынинского массива выявлены аналогичные объекты: пункты минерализации 332 (I-3-14) – Pt – 0,15 г/т, Pd – 0,08 г/т; 4271 (I-4-38) – Pt – 0,14 г/т, Pd – 0,18 г/т; 106 (II-3-3) – Pt – 0,25 г/т, также сопровождающиеся ореолами шлиховой платины.

Вторая платиноносная формация – новая для района (ранее условно относилась к волковскому типу [28, 29]) связана с дунит-клинопироксенит-габбровым полосчатым комплексом и также характеризуется присутствием в своем геохимическом ряду платины и палладия. Эти элементы мобилизуются в краевых полосчатых комплексах дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций пород под воздействием флюидных растворов, связанных с внедрением более молодых по отношению к гипербазитам габброидов, которые в данном случае и являются носителями Pt-Pd минеральной ассоциации. Рудоносные флюиды габбровых расплавов несут совместно с палладием и платиной металлы халькофилов, образующих в этих вторичных полосчатых комплексах сульфидную минерализацию и благороднометалльный парагенезис с повышенным количеством золота, серебра, платины и палладия [34]. Типовым примером в районе является проявление Озерное (лист Q-41-XVII), в котором оруденение приурочено к клинопироксенитам в составе полосчатого кэршорского комплекса. На листе изученность данного типа недостаточная, вероятно, к нему относятся пункты минерализации: II-4-19 (Ag – 21 г/т; Pd – 0,57 г/т; Au – 0,48 г/т), находящийся на левобережье р. Лагортаю, и II-3-26. А о потенциальном присутствии его на листе свидетельствуют также шлиховые ореолы медистого золота, установленные крупнообъемным опробованием на участках Бол. и Мал. Лагорты (см выше, разд. «Россыпное золото»).

Платина россыпная образует шлиховые ореолы в аллювии мелких ручьев, дренирующих участки с коренными проявлениями и пунктами минерализации хромитовых руд с платиноидами, а также в делювии преимущественно по периферии Кэршорского, Лагортинского и Хойлинского хромитовых рудных полей. Наибольшие содержания отмечены в аллювии водотоков, берущих начало с Кэршорского рудного поля: р. Мал Лагорта – 28, 25 и 73 знака, руч. Кэршор – 18 и 24 знака, руч. Изшор – 2 знака, в делювии на левом борту руч. Кэршор ПМ Кэршор Левобережье (II-3-19) – 21 знак.

По периферии Хойлинского рудного поля: в делювии на правобережье истоков Лагорты Западной установлено 24, 28 и 84 знака платины, в левых притоках руч. Хойлавис – 6 и 49 знаков.

Платина представлена стально-серыми лепешковидными и удлиненно-проволочными зернами.

Вероятные источники россыпной платины достаточно определенно связаны с объектами условно выделяемого в районе шандашинского(?) типа

(см. выше). В других частях Войкаро-Сынинского массива россыпная платина не установлена.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Бариты представлены стратиформным оруденением гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического типа, приуроченным соответственно к верхнедевонскому и ниже-среднекаменноугольному уровням изученного сегмента Лемвинской зоны. Оруденение имеет значительные масштабы, образует в северной части зоны месторождения Малохойлинское (I-3-1) и два пункта минерализации – Грубешорский (II-1-2) и Черногорский (II-1-3). Поисково-разведочные работы на этих объектах проведены воркутинскими геологами под руководством Н. В. Лютикова [143, 144].

Месторождение баритовое Малохойлинское (I-3-1) находится на северо-восточных отрогах горы Хойла-Пэ, в междуречье Бол. и Мал. Хойлаю, к югу от более крупного Хойлинского месторождения, совместно с которым образует Хойлинское рудное поле. Вмещающими породами выступают отложения пагинской свиты – кремнисто-сланцево-кварцито-песчаниковой турбидной формации нижнего–верхнего девона. Структурный план определяется развитием разнопорядковых сжатых до изоклинальных складок, которые интенсивно фрагментированы складчатými, круто (50–80°) падающими к юго-востоку разломами. Шарниры складок погружены к юго-западу под углом 20–40°. Этот структурный парагенез осложнен наложенными сбросо-сдвигами.

Баритовое оруденение локализуется в верхней пачке пагинской свиты, у границы с вышележащей няньворгинской свитой. Представлено субпластовыми линзовидными залежами кремнисто-баритовых руд. На месторождении выявлено четыре рудных тела, имеющих промышленную значимость, и ряд тел меньших масштабов. Установленная протяженность тел – от 250–300 до 1200 м, колебания мощностей – от 1,3 до 5,9 м при средних значениях от 2,6 до 3,7 м (среднее по месторождению – 3,1 м). Фланги рудных тел не оконтурены, установленная протяженность оруденения по падению с учетом эрозийного среза – 350 м от максимальной отметки выхода оруденения на поверхность.

В 80 % из всех 285 проанализированных проб содержание SiO_2 составляет 25–55 %, а содержание BaSO_4 колеблется от 20 до 80 %, при этом в 70 % всех проб содержание BaSO_4 варьирует от 40 до 70 %.

Основные компоненты руд: BaSO_4 , SiO_2 , Fe_2O_4 , Al_2O_4 , CaO , но определяющими являются первые два, а остальные вместе взятые редко превышают 3 %. Это обуславливает баритовый, кремнисто-баритовый состав руд.

Рудные тела сложены перемежающимися рудами конкреционной и полосчатой текстур. Изотопный состав серы баритов характеризуется преобладающим содержанием биогенной разновидности, с этим перекликается и прак-

тическое отсутствие сульфидов в рудных телах, бедность их микроэлементами гидротермальной ассоциации.

Изложенные особенности послужили основой для вывода о гидротермально-осадочном генезисе оруденения.

Подсчитанные запасы руд по категории C_2 составляют 7752 тыс. т и соответствуют крупному месторождению второй группы сложности [143].

Качество баритовых руд позволяет получать баритовые концентраты, пригодные для утяжелителей буровых растворов, путем гравитационного обогащения.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. Относятся к осадочному типу. Представлены ракушняковыми фосфоритами в разрезе погурейской свиты, микрозернистыми и конкреционными фосфоритами в черносланцевой части разреза харотской свиты и конкреционными фосфоритами в яйюской свите.

Ракушняковые фосфориты в разрезе погурейской свиты отмечаются в истоках р. Погурей, где в песчаниках присутствуют линзообразные прослои мощностью до 1,5–2,5 м, со скоплениями фосфатных раковин брахиопод и их обломков, составляющих от 15 до 70 % объема породы. Содержания P_2O_5 – до 4–8 % [135].

Микрозернистые фосфориты в отложениях харотской свиты образуют пачки мощностью 2–15 м фосфатсодержащих сланцев (1–5 % P_2O_5) и приурочены обычно к венлокскому уровню.

Желваковые фосфориты приурочены к нижней части разреза харотской свиты и верхам разреза яйюской свиты. В составе харотской свиты наиболее широко распространены среди углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев среднего–верхнего лландовери и венлока. Представлены черными овальными и булавовидными конкрециями размером 7–15 см по длинной оси при толщине 1–1,5 см. Количество конкреций непостоянно. Содержания P_2O_5 в конкрециях довольно высоки: от 13,4 до 29 %. В шлифах фосфатные конкреции характеризуются массивной текстурой, пеллетовой (бобовой) структурой [29]. В верхней части яйюской свиты Хойлинского района развит горизонт фосфатно-кремнистых конкреций. На р. Мал. Хойла П. М. Кучериной [137] установлено проявление Хойлинское (I-3-2). Содержание P_2O_5 в конкрециях низкие – от 0,5 до 3,57 %.

Практического интереса все фосфатопроявления на территории листа не представляют.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Яшмы на территории листа представлены проявлением Хойла-Пэ (I-3-3) и 331 (I-3-4). Крутопадающий горизонт кирпично-красных яшмовидных кремней и кремнистых сланцев няньворгинской свиты в коренном залегании и элювиально-делювиальных развалах. Мощность горизонта – 5–7 м, просле-

жен по простиранию на 1 км. Породы обладают значительной твердостью, хорошо полируются, однако рассечены по слоистости и вкрест нее густой сетью микротрещин. Трещиноватость образует относительно цельные блоки размером до $0,2 \times 0,2 \times 0,4$ м.

Жадеит образуется путем перечисленных образований, метасоматического замещения жильных альбитовых плагиоклазитов во фронтальных, испытывавших значительные давления, частях гипербазитовых массивов. На территории листа жадеит представлен *проявлением* (I-4-3), находящимся в 2,5 км к северо-западу от месторождения жадеитов Кечпельское. В пределах участка размерами 700×450 м выявлено восемь альбит-жадеитовых развалов и одна жила в коренном залегании, вскрыты две тектонические зоны с жадеитовой минерализацией. Жадеит низкого качества.

Уваровит на территории листа представлен четырьмя проявлениями: Южно-Погурейское (IV-2-3), Софроновское (II-3-22), Кершорское (II-3-16) и Лево-Кечпельское (I-4-8).

Проявление Лево-Кечпельское (I-4-8). Примазки и корочки из несовершенных мелких кристаллов уваровита на плоскостях обломков хромитов в валунчатой делювиальной россыпи Лево-Кечпельского проявления хромитов. Площадь россыпи – 400×900 м. Уваровит содержит не более 10–15 % обломков хромитов. Они могут быть использованы в качестве коллекционного материала.

Проявление Кэршорское (II-3-16). Корочки, щетки мелкозернистого уваровита, развивающегося по плоскостям трещин в глиноземистых хромитах Кэршорского месторождения. Зерна уваровита правильных кристаллографических очертаний, сочного зеленого цвета, размерами до 1–1,5 мм. Размеры корочек с уваровитом – до 10–15 см. Часто совместно с уваровитом присутствует тонкочешуйчатый агрегат фиолетового кеммерерита. Образцы хромитов с уваровитом (уваровитом и кеммереритом) – эффектный коллекционный материал. Запасы уваровита на поверхности ограничены.

Проявление Софроновское (II-3-22). Брекчированные хромиты, залечиваемые по трещинам ярко-зеленым уваровитовым агрегатом. Полированные штуфы и «дикие» сколы представляют коллекционный интерес. Входит в состав проявления Софроновское.

Проявление Южно-Погурейское (IV-2-3). Уваровитовая минерализация в зоне дробления в виде пленок, прожилков и небольших гнезд, в верхней части обрывистого склона, в 50 м ниже его бровки на проявлении хромитов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа Q-41-XVI в основном расположена в пределах Уральской минерагенической провинции, и только крайняя юго-восточная часть листа относится к Западно-Сибирской провинции.

Уральская провинция представлена частями двух минерагенических мегазон (ММЗ), принципиально отличающихся историей развития и минерагенией: Западно-Уральской и Тагило-Магнитогорской, граница между которыми проходит по линии Главного Уральского надвига. Кроме того, на территории листа присутствуют в виде тектонических блоков фрагменты Центрально-Уральской ММЗ.

ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА

Представлена двумя изолированными тектоническими блоками, которые относятся к Ляпинской вольфрам-золоторудной и Харбейско-Марункеуской золото-полиметаллически-редкометалльно-рудной минерагеническим зонам (МЗ).

Ляпинская вольфрам-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, W/PR₁-P) на территории листа представлена северным окончанием Лемвинского потенциального урановорудного района, к которому отнесен узкий тектонический клин, сложенный моллодвожской свитой позднего рифея–венда. Поэтому в записке не имеет смысла приводить минерагеническую характеристику минерагенической зоны и района в целом. Моллодвожская свита относится к щелочно-базальтовой формации и в районе является лишь благоприятной средой для локализации бедного медного и свинцово-цинкового жильного оруденения, источник которого неясен.

Харбейско-Марункеуская золото-полиметаллически-редкометалльно-рудная минерагеническая зона (2 R, Pb, Zn, Au/PR₁-P) представлена *Пальникишорским золото-полиметаллическим рудным узлом потенциальным (2.0.1 Zn, Cu, Au)* вне рудных районов в контурах одноименного террейна, сложенного метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией предположительно островодужного типа. Последнее предопределяет полиметаллически колчеданную минерагеническую специализацию узла. Это подтверждается наличием в блоке давно

известного Грубешорского «месторождения» серных колчеданов, которое содержит также цинк, медь и, вероятно, золото, о чем свидетельствуют выявленные при геохимических поисках отдельные геохимические ореолы меди и золота [123] к западу от месторождения и в северной части блока. На присутствие золота указывает и наличие в водотоках пересекающих Пальникшорский узел шлихов с золотом (е. з.), что является основанием предполагать наличие объектов золото-сульфидно-кварцевой формции.

ЗАПАДНО-УРАЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА

Представлена частью **Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцевой минерагенической зоны (3 Mn,ba,Au/С₃-P)**, минерагения которой определяется, в первую очередь, стратиформным баритовым, марганцевым и фосфоритовым оруденением. Данная специализация является типовой для батальных осадочных комплексов глубокого шельфа, континентального склона и подножия. С начальной рифтогенной стадией развития зоны (С₃-O), характеризующейся широким проявлением контрастного риолит-базальтового магматизма, связано золоторудное оруденение золото-кварц-сульфидной формации, жильное и колчеданное полиметаллическое оруденение. Стратиформное фосфоритовое, баритовое и марганцевое оруденение характерно для силурийских, девонских и каменноугольных отложений Зилаиро-Лемвинской МЗ.

Золоторудное оруденение концентрируется в пределах *Погурей-Тыкотловского золоторудного района* (3.1 Au), что обусловлено наибольшей сохранностью здесь позднекембрийско-ордовикских образований и максимальным проявлением рифтогенного магматизма. Пространственно район совпадает с Восточно-Лемвинским пакетом покровов. На площади листа Q-41-XVI расположена его северо-восточная часть, где золоторудная специализация района не проявлена. Здесь известно только проявление меди Погурейсоимское, ассоциирующее с базальтами кокпельской свиты гипабиссальными, а также пункты минерализации медно-жильной формации, вторичные площадные геохимические ореолы Pb, Bi, а также более редкие и меньшие по площади – Au, W, Mo, Mn, Sc [123]. Геохимические аномалии (в том числе Au) не сопровождаются видимой золоторудной минерализацией, отсутствуют шлиховые ореолы Au. Скорее всего, рассматриваемые геохимические аномалии Au обусловлены зонами рассеянной минерализации и не имеют значения в качестве поискового признака. Поэтому можно сделать вывод о низкой перспективности на золото Погурей-Тыкотловского золоторудного района в пределах площади листа Q-41-XVI.

Медноколчеданное оруденение характерно для наиболее восточных вулканогенных фаций в пределах *Грубешорской потенциальной медной рудоносной зоны* (3.3 Cu). На территории листа проявлений этого типа не установлено, однако они известны в пределах зоны севернее – на листах Q-41-XI и Q-41-XII. На листе в пределах зоны выявлен только ряд мелких пунктов минерализации меди, а также установлен ряд вторичных геохимических анома-

лий золота. В целом перспективность зоны на медь и золото оценивается в пределах листа как низкая.

Северо-западная часть листа относится к *Собско-Пальникской фосфорит-марганец-баритонесной зоне* (3.2 Ba, Mn, Ф/О₂-С₃). Стратиформное баритовое оруденение зоны приурочено к двум уровням баритонакопления – ранне-позднедевонскому (верхи пагинской свиты) и раннекаменноугольному (яйюсская свита). Первый из них в основном локализуется в пределах Хойлинского баритового рудного узла (3.2.1 Ba) с крупным одноименным месторождением, находящимся непосредственно за северной рамкой листа. В пределах листа располагается южная часть узла с крупным Малохойлинским баритовым месторождением барит-кремнистой рудной формации. Запасы баритовой руды категории С₂ – 7752,5 тыс. т, прогнозные ресурсы категории Р₁ – 1517 тыс. т [142, 143, 144]. На остальной части листа выходы пагинской свиты крайне ограничены и перспектив прироста баритового оруденения этого уровня на листе нет.

Раннекаменноугольный уровень на территории листа – два малых проявления в отложениях яйюсской свиты с убогим оруденением, которые практического интереса не представляют.

Стратиформное марганцевое оруденение локализуется в фаменской части няньворгинской свиты и приурочено к пачке марганцовистых пестроцветных яшмоидов. Практического интереса в пределах листа не представляет из-за низких содержаний марганца (первые проценты) и силикатного характера минерализации.

Фосфориты микрозернистого и конкреционного типов локализуются в нижнесилурийской части разреза харотской свиты. Практического интереса не представляют из-за низких содержаний Р₂О₅.

ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА

Представлена на листе частью **Райзско-Войкарской титан-медь-хромитовой минерагенической зоны** (4 Cr, Cu, Ti/О₁-D₃). Ее характеристику определяют в основном рудные формации, связанные с магматическими комплексами океанической и островодужной стадий палеоокеанического сектора уралаид.

В пределах гипербазитовых массивов в составе зоны выделяются *Войкаро-Сьнинский хромитовый рудный район* (4.1 Cr/О₂) с промышленным хромитовым оруденением, генетически связанным с гипербазитами райзско-войкарского комплекса, *Кэршорская золото-платино-меднорудная рудоносная зона* (4.2 Cu, Pt Au, /О₂₋₃) в контурах расслоенного дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского комплекса, с которым связана железорудная титаномагнетитовая и платино-золото-палладиево-меднорудная минерализация, *Малоуральский железо-молибден-меднорудный район* (4.3 Cu, Mo, Fe/S₁-D₃), который соответствует области развития Малоуральской вулcano-плутонической ассоциации. Для района характерны скарново-магнетитовое (с золотом), медно-молибден-порфиоровое (также с золотом) и, предположительно, золото-кварц-сульфидное оруденение.

Войкаро-Сынинский хромитовый рудный район (4.1) выделяется в контурах Войкаро-Сынинского массива альпинотипных ультрамафитов. В пределах массива выделяются крупные тектонические блоки с различным уровнем эрозионного среза, разделенные региональными тектоническими нарушениями, прослеженными по данным гравиразведки. Территория листа Q-41-XVI включает Погурейский блок и юго-западную часть Лагортинско-Пайерского блока. Погурейский блок отличается минимальным уровнем эрозионного среза и вмещает рудные поля с преимущественно глиноземистыми (огнеупорными) рудами. Лагортинско-Пайерский блок с промежуточным уровнем эрозионного среза вмещает рудные поля как с высокохромистыми, так и с глиноземистыми рудами.

В пределах блоков всех типов максимальные масштабы проявлений как высокохромистых, так и низкохромистых руд контролируются участками с максимальной глубиной распространения ультрамафитов. Положение проекции глубокопогруженных частей массивов* на поверхность может быть определено по геофизическим данным, так как они отличаются минимальной степенью серпентинизации или ее полным отсутствием и соответственно максимальной плотностью (3 г/см^3 и более), что было непосредственно установлено (подтверждено сейсморазведкой, а затем бурением) на Кемпирсайском массиве. Результаты нашей интерпретации геофизических материалов показывают, что на ультрамафитовых массивах Полярного Урала проекциям глубокопогруженных частей массивов соответствуют интенсивные аномалии гравитационного поля в редукции Буге, аномалии вертикального градиента гравитационного поля, а также аномалии гравитационного поля, создаваемого «точечными» источниками, залегающими в интервале глубин от 0 до 3 км и, в меньшей степени, аномалии гравитационного поля, создаваемого «точечными» источниками, залегающими в интервале глубин от 0 до 11 км (последний метод трансформации гравитационного поля разработан в ВИРГ-РУД-ГЕОФИЗИКА). Их рудоконтролирующая роль подтверждена статистическими расчетами. Особенностью Войкаро-Сынинского массива является некоторое смещение этих комплексных аномалий, фиксирующих положение наиболее глубинных частей массива, в сторону его юго-восточного контакта и частично за его пределы, что обусловлено общим падением массива на юго-восток.

Отмечается отчетливая тенденция к локализации высокохромистых руд ближе к лежащему (северо-западному) борту массива.

Приведенные закономерности в процессе работ использовались в качестве среднemasштабных критериев прогнозирования.

Локальные критерии прогнозирования хромитового оруденения применительно к Войкаро-Сынинскому массиву наиболее полно разработаны Б. В. Перевозчиковым [154], А. М. Овечкиным [152], В. Г. Котельниковым [83] и приводятся ниже с некоторыми дополнениями.

*Сторонниками интрузивной природы массивов ультрамафитов они рассматриваются в качестве корневых частей массивов.

Среди локальных минерагенических факторов I рода, контролирующих хромитовое оруденение – магматический, тектонический и метаморфический.

В соответствии с первым – хромитовое оруденение приурочено к апофизам крупных дунитовых тел. В крупных силлообразных дунитовых телах оно локализуется в их прикровельной части. Кроме того, этот фактор дает возможность прогнозировать масштабы хромитоносности полей гарцбургитов с дунитовыми телами, в частности чем больше размер и количество дунитовых тел, тем она выше. В соответствии со вторым – хромитовое оруденение сопровождается тектонические линейные зоны, обогащенные жиллоподобными, шлирово-полосчатыми и малыми телами дунитов в крупных дунитовых массивах или полях гарцбургитов, обогащенных дунитами. Признаком рудоконтролирующих разломов являются также тела вебстеритов и дайки основных пород, что подтверждено статистическими расчетами. Третий фактор значительно влияет на качество хромитовой руды. При ее метаморфизме (слабой и средней степени) происходит обогащение хромшпинелидов хромом за счет выноса Al и Mg. Особенно это заметно при метаморфизме глиноземистых руд, низкохромистые переходят в среднехромистые, а те в свою очередь в – высокохромистые. При метаморфизме высокой степени происходит вынос Cr, что значительно ухудшает качество руды.

К прямым поисковым признакам хромитового оруденения относятся: широкое распространение на территории Войкарской зоны месторождений, проявлений и пунктов минерализации данного вида, а также элювиально-делювиальных развалов хромитов.

К косвенным признакам относятся следующие:

– наличие геофизических аномалий – по отношению к вмещающим гипербазитам хромитовое оруденение имеет повышенную плотность и пониженную магнитную восприимчивость (при прогнозировании слепого оруденения необходимо учитывать, что надрудные зоны хромитовых залежей могут создавать положительные магнитные аномалии за счет развития полей антигоритовых серпентинитов и, кроме того, апикальные части хромитовых залежей могут характеризоваться повышенной магнитной восприимчивостью);

– присутствие на территории светло-зеленых дунитов, обычно локализуемых на границе с хромитовым оруденением, говорит о близком расположении рудных тел;

– наличие зон сульфидной минерализации (обычно находятся на расстоянии десятков метров от богатых хромитовых тел, но могут быть связаны и с другими объектами) [83].

На площади листа Q-41-XVI расположена западная часть Хойлинско-Пайерского хромитового рудного узла и Погурейский хромитовый рудный узел потенциальный.

Хойлинско-Пайерский рудный узел (4.1.1.) выделяется в контурах Лагортинско-Пайерского блока и включает рудные поля (РП)*: Хойлинское (4.1.1.2), Ла-

* Рудные поля выделены согласно Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 [29]. Б. В. Перевозчиковым [154] Кечпельское рудное поле включается в состав Хойлинского рудного поля.

гортинское (4.1.1.4), Кэршорское (4.1.1.5), Верхнелагортинское (4.1.1.6), а также западные части полей – Кечпельского (4.1.1.1) и Верхнехойлинского (4.1.1.3). Все они, за исключением Кэршорского и Кечпельского, относятся к категории потенциальных, так как на проявлениях, локализованных в их пределах, подсчитаны только прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 . В пределах Кэршорского и Кечпельского РП имеются участки, оцененные по категории C_2 .

В распределении руд наблюдается достаточно определенная закономерность. Высокохромистые (металлургические) руды приурочены к северо-западной части узла (Кечпельское, Хойлинское и Верхнелагортинское РП). Глиноземистые руды локализуются вдоль юго-восточного ограничения узла (Лагортинское и Кэршорское РП). Руды повышенной железистости характерны как для высокохромистых, так и глиноземистых разностей и локализуются в краевых северо-западной и юго-восточной частях рудного узла в верлит-дунитовом комплексе («краевые дуниты»).

Хойлинско-Пайерский рудный узел хорошо изучен поисковыми работами, проведенными в 1985–1999 гг. под руководством А. М. Овечкина и Б. В. Перевозчикова [152], поэтому возможности прироста прогнозных ресурсов категории P_3 здесь исчерпаны. Последняя, наиболее детальная и обоснованная оценка ресурсов по категориям P_1 и P_2 по всем рудным полям выполнена в 2005 г. Б. В. Перевозчиковым [154]. Сведения о прогнозных ресурсах хромитов в пределах листа по рудным полям на основе этих материалов по типам руд приведены в табл. 6, сводные данные приведены также в прил. 3.

Таблица 6

Прогнозные ресурсы хромовых руд рудных полей Хойлинско-Пайерского рудного узла* по Б. В. Перевозчикову [154]

Хромовые руды		Запасы и ресурсы (тыс. т) по категориям:			
Тип	Класс	C_2	P_1	P_2	Итого
Кечпельское РП					
Глиноземистый	Бедные руды		279		279
	Богатые руды		2196	4400	6596
<i>Итого глиноземистых руд</i>			2475	4400	6875
Высокохромистый	Бедные руды		4027	5400	9427
	Богатые руды			5250	5250
<i>Итого высокохромистых руд</i>			4027	10 650	14 677
Всего хромовых руд			6502	15 050	21 552
Хойлинское РП					
Высокохромистый	Смешанные бедные и богатые		6357	20 000	26 357
Всего хромовых руд			6357	20 000	26 357

*Прогнозные ресурсы по Кечпельскому и Верхнехойлинскому рудным полям даны только в контурах листа Q-41-XVI.

Хромовые руды		Запасы и ресурсы (тыс. т) по категориям:			
Тип	Класс	C ₂	P ₁	P ₂	Итого
Верхнехойлинское РП					
Глиноземистый	Бедные руды			2000	2000
	Богатые руды			18 000	18 000
<i>Итого глиноземистых руд</i>				20 000	20 000
Высокохромистый	Бедные руды			1400	1400
Всего хромовых руд				21 400	21 400
Лагортинское РП					
Глиноземистый	Бедные руды		3800		3800
	Богатые руды		440	6100	6540
Повышенной железистости: глиноземистый подтип	Бедные руды			800	800
	Богатые руды			1300	1300
Всего хромовых руд			4240	8200	12 440
Верхнелагортинское РП					
Высокохромистый	Бедные руды			1300	1300
Повышенной железистости: высокохромистый подтип	Бедные и богатые руды		2800	3300	6100
Всего хромовых руд			2800	4600	7400
Кэршорское РП					
Глиноземистый	Бедные руды		279	300	579
	Богатые руды	88	2788	5600	8476
Повышенной железистости: глиноземистый подтип	Бедные руды			800	800
Всего хромовых руд		88	3067	6700	9855

Погурейский хромитовый потенциальный рудный узел (4.1.2) выделяется в контурах одноименного блока и включает два потенциальных рудных поля с преимущественно глиноземистыми рудами – Лабогейское (4.1.2.1) и Погурейское (4.1.2.2). Изученность Погурейского рудного узла, по сравнению с Хойлинско-Пайерским, значительно ниже. Кроме того, как было отмечено выше, низкий эрозионный срез Погурейского блока свидетельствует о его невысокой перспективности на руды высокохромистого типа.

Последняя прогнозная оценка хромовых руд обоих рудных полей выполнена Б. В. Перевозчиковым [154] на основании метода аналогий.

Для проявлений Лабогейского поля прогнозные ресурсы проявлений не оценивались. В качестве аналога для поля взято Верхнехойлинское РП. Однако достоверность оценки низкая, так как объект-аналог и сам практически не изу-

чен. Поэтому, по нашему мнению, фактически приведенная оценка ресурсов по кат. P₂ [154] ближе к категории P₃. Также достаточно условны предположения о возможном наличии на участке руд высокохромистого типа.

Проявления Погурейского потенциального рудного поля группируются в достаточно протяженные рудные зоны. Все руды относятся к глиноземистому типу, что снижает потенциальную перспективность поля. Для отдельных проявлений имеется прогнозная оценка категории P₁. По степени достоверности она неоднозначна. До глубины 300 м на проявлениях Южно-Погурейское (843 тыс. т) и до 50 м на Верхнепогурейское (400 тыс. т) ее можно считать реальной. Однако распространение ее Б. В. Перевозчиковым на большую глубину и нескрытые рудные тела неправомерно. Полученный за счет этого прирост, по нашему мнению, отвечает категории P₂.

В качестве объекта-аналога для оценки прогнозных ресурсов категории P₂ Погурейского рудного поля в целом Б. В. Перевозчиковым взято проявление Лекхойлинское-I [154]. Результаты оценки прогнозных ресурсов хромитов по рудным полям Погурейского потенциального рудного узла (на основе материалов Б. В. Перевозчикова [154]) по типам руд приведены в табл. 7, сводные данные приведены в прил. 3. Оснований для дополнительной оценки по категории P₃ в пределах узла нет.

Таблица 7

**Прогнозные ресурсы хромовых руд рудных полей Погурейского рудного узла*
по Б. В. Перевозчикову [154] с уточнениями авторов**

Хромовые руды		Запасы и ресурсы (тыс. т) по категориям:			
Тип	Класс	C ₂	P ₁	P ₂	Итого
Лабогейское РП					
Глиноземистый	Бедные руды			1000	1000
	Богатые руды			16 400	16 400
Всего хромовых руд				17 400	17 400
Погурейское РП					
Глиноземистый	Бедные руды			2100	2100
	Богатые руды		1243	11 757	13 000
Всего хромовых руд			1243	13 857	15 100

В заключение считаем необходимым отразить альтернативные представления о генезисе и условиях формирования хромитов. Вышеприведенные прогнозные оценки базируются как на богатом эмпирическом материале, полученном вышеназванными авторами при изучении гипербазитовых массивов Полярного Урала, так и на теоретических представлениях об образовании

*Прогнозные ресурсы по Кечпельскому и Верхнехойлинскому рудным полям даны только в контурах листа Q-41-XVI.

хромитового оруднения. Предполагается, что хромитовые руды формируются «в процессе расщепления неистощенных гарцбургитов в зонах пластично-сколовых деформаций на комплементарную серию – дунитовый рестит, пироксенитовый и хромитовый мобилизаты» [154].

Однако такой способ образования хромититов нам кажется маловероятным. Известно, что в процессе кристаллизационной дифференциации хромит выделяется совместно с оливином. Когда же к оливину присоединяется пироксен, выделение хромита прекращается, поскольку пироксен содержит значительно больше хрома, чем расплав. Таким образом, существование комплементарных дунитовому реститу пироксенитовых и хромитовых мобилизатов невозможно. Помимо того, совершенно не понятно, как бедные хромом «неистощенные гарцбургиты» могут продуцировать «хромитовый мобилизат».

В современных работах большая роль в формировании хромитового оруднения отводится бонинитовым и толеитовым расплавам [33, 110, 91, 112, 106, 100, 101, 107, 93, 113, 114, 115]. Этот фактор слабо учитывается в предложенных моделях формирования гипербазитовых массивов Полярного Урала и в частности Войкаро-Сынинского. Тем не менее, выявленные колебания составов ультрамафитов в пределах массива свидетельствуют о неоднократном и неравномерном плавлении мантийного субстрата, и, как следствие, о неоднократном формировании различных по составу мафитовых и ультрамафитовых расплавов. Наличие разнообразных по морфологии и возрасту дунитовых и хромититовых тел предполагает гетерогенность их образования.

Как показали исследования ультрамафитов и хромититов ряда офиолитовых комплексов и расслоенных интрузий [33, 110, 100, 114, 104], формирование хромититов происходит в результате процессов кристаллизационной дифференциации базитовых и ультрабазитовых расплавов, внедряющихся в мантийные гипербазиты. Известно, что добавление SiO_2 к жидкостям, кристаллизующимся по котектике и выделяющим оливин и хромит, сдвигает область кристаллизации в поле хромита [95, 96, 97] и вместо совместной кристаллизации оливина и хромита начинает выделяться один хромит. Температурный интервал выделения одного хромита составляет более 20°C . Тот же эффект вызывает добавление к подобной жидкости более кремнекислого расплава. В качестве такого расплава рассматривается бонинитовый, образующийся при частичном плавлении сильно деплетированного мантийного материала [114, 115], расплава того же состава, но в большей степени дифференцированного [98]. Как возможный механизм обогащения кремнеземом исходного расплава привлекается и процесс контаминации его коровым материалом [104]. Мы полагаем, что образование хромититов Войкаро-Сынинского массива связано со смешением в разных пропорциях толеитовой и бонинитовой магм и кристаллизационной дифференциацией смешанного расплава. Участие в процессе хромитообразования таких расплавов подтверждается присутствием в ряде случаев в областях развития хромититов габброидных даек [133], а также полученные нами геохимические данные по габброидам кэршорского комплекса, показывающие определенную связь этих образований с бонинитами. Относительно приуроченности хромититов раз-

личного типа к различным «формационным комплексам» ультрабазитов также можно высказать некоторые сомнения. В целом нет никаких причин и предположений, по которым хромититы глиноземистого типа формировались бы среди гипербазитов «гарцбургитового комплекса», а высокохромистые – среди «дунит-гарцбургитового». С другой стороны, совершенно определенно выявлено, что высокохромистые шпинели характерны для бонинитовых расплавов и что бониниты – единственная группа природных расплавов, за исключением коматиитов и кимберлитов, которые содержат такие же высокохромистые шпинели, как и некоторые офиолитовые хромититы [89]. По-видимому, это связано с тем, что бониниты образуются в результате частичного плавления крайне Al-деплезированной мантии [92, 111]. В связи с этим, мы полагаем, что высокохромистые шпинелиды райизско-войкарского комплекса формировались из бонинитовых или смешанных расплавов, в составе которых резко преобладали бониниты, тогда как глиноземистые – из смешанных расплавов с преобладанием толеитовой составляющей. Если это верно, то перспективы обнаружения месторождений высокохромистых шпинелидов среди пород доминирующего в пределах массива и рассматриваемой территории гарцбургитового комплекса повышаются. Однако для прогнозной оценки и выявления поисковых критериев на обнаружение хромитового оруденения необходимы детальные работы, основанные на иной концепции и принципах, нежели проведенные ранее.

По анализам, выполненным по единичным пробам, большинство проявлений – как высокохромистых, так и глиноземистых хромовых руд – содержат в том или ином количестве попутные платиноиды. Однако в перспективе практическое значение могут иметь только платиноиды кемпирсайского типа, содержащиеся в богатых рудах высокохромистого типа, пригодных для металлургической переработки. Согласно оценкам Д. А. Додина и др. [30], на основе материалов по массиву Рай-Из при переработке промышленных высокохромистых руд из альпинотипных ультрамафитов на каждые 100 000 т руды может быть попутно извлечено 50–100 кг платиноидов, преимущественно тугоплавких (Os, Ir и др.).

Основываясь на этих данных, нами произведена оценка прогнозных ресурсов категории P_3 попутных платиноидов в богатых рудах высокохромистого типа Кечпельского, Хойлинского и Верхнелагортинского рудных полей Хойлинско-Пайерского рудного узла. Однако необходимо понимать, что эти ресурсы могут рассматриваться лишь как потенциальный объект попутного извлечения при переработке хромитовых руд, при условии, что будет разработана промышленная технология их рентабельного извлечения. Исследования в этом направлении проводятся, имеются обнадеживающие результаты.

При расчете прогнозных ресурсов платиноидов вышеперечисленных рудных полей учитывались только прогнозные ресурсы богатых и смешанных высокохромистых руд, оцененные по категориям P_1 и P_2 . Среднее содержание платиноидов принималось равным 75 кг на 100 000 т руды.

В итоге прогнозные ресурсы тугоплавких платиноидов (Os, Ir и др.) составили:

$$3,9 + 19,8 + 4,6 = 28,3 \text{ т.}$$

Кэршорская золото-платино-медная рудоносная зона (4.2), пространственно совпадает с областью распространения образований кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габрового комплекса. Характеризуется титано-магнетитовой минерализацией, локализованной в габброидах, гидротермально-метасоматической сульфидной (преимущественно медной) минерализацией в клинопироксенитах, верлитах, измененных габбро, в ряде случаев сопровождающейся повышенными содержаниями золота, платины и палладия, а также самостоятельной золото-платиноидной (платино-палладиевой) минерализацией, локализующейся преимущественно в клинопироксенитах.

Титаномагнетитовое оруденение сосредоточено в образованиях кэршорского комплекса и в основном контролируется контактом между пироксенитами и габброидами (габбро, габброноритами), залегая преимущественно в последних. Сопровождается локальными магнитными аномалиями интенсивностью от сотен до тысяч нТл. Пространственно тесно связано с медным и благороднометалльным оруденением (Au, Pt, Pd) платино-палладиево-золото-медной формации.

Перспективы титаномагнетитового оруденения представляются низкими.

1. По приведенным выше результатам поисковых горных и буровых работ на самом значимом проявлении Озерное (Дзелятышорское).

2. В силу низкой интенсивности магнитных аномалий, сопровождающих проявления руд рассматриваемого типа.

3. В силу низких содержаний железа.

Значительно больший интерес рассматриваемые титаномагнетитовые проявления представляют в качестве поискового признака на медное и благороднометалльное оруденение *платино-палладиево-золото-медной формации*.

Перспективность этой рудной формации определяется ее комплексным характером (Cu, Pt, Pd, Au, Ag, Co, V, Ti, Fe) и наличием перспективных объектов как на площади листа Q-41-XVII (проявления Озерное, Пятиреченское), так и на сопредельных площадях [124, 83].

Результаты комплексных исследований (площадные геологические, геофизические и геохимические работы, проходка горных выработок и скважин, детальное изучение вещественного состава пород и руд), проведенных в пределах Озерно-Пятиреченской площади [124] с высокой степенью достоверности свидетельствуют о первичномагматическом накоплении полезных компонентов как титаномагнетитового, так и сульфидного (медного, золотого и платино-палладиевого) оруденения с последующей их мобилизацией и концентрированием гидротермальными растворами.

Магматический фактор проявляется в локализации вкрапленного сульфидного оруденения данного типа в оливиновых пироксенитах среди расчлененных пород кэршорского комплекса, титаномагнетитовой – преимущественно в габброидах этого комплекса [124]. О гидротермальном этапе концентрирования свидетельствуют гидротермально-метасоматические изменения, сопровождающие наиболее богатую рудную минерализацию всех перечисленных типов, секущий характер оруденения и геохимических ореолов, приуроченность рудной минерализации к ослабленным зонам и кливажным трещинам [124, 83].

В число факторов, контролирующих рудные проявления платино-золото-палладиево-медной формации так же, как и в случае хромитового оруденения, входят геофизические индикаторы глубинных частей Войкаро-Сынинского массива – аномалии гравитационного поля в редукции Буге, аномалии вертикального градиента гравитационного поля, а также аномалии гравитационного поля, создаваемого «точечными» источниками, залегающими в интервале глубин от 0 до 3 км.

Рудная минерализация рассматриваемой рудной формации частично совпадает с областями максимальных значений их геофизических индикаторов, перечисленных выше, частично смещена к их периферии и области их обрамления, причем степень этого смещения зависит от состава рудной минерализации.

Проведенная нами статистическая обработка позволила установить наличие в пределах рудных узлов рассматриваемого типа четырех ассоциаций рудных элементов, по латерали зонально распределенных относительно максимумов значений геофизических индикаторов корневых частей массива (в порядке возрастания степени смещения)*: **Fe,Cu,Au(Ag) – Fe,МПГ,Au(Ag) – МПГ,Au(Ag) – МПГ(Au) – МПГ**.

Последние две ассоциации имеют подчиненное значение.

Приведенная латеральная зональность носит статистический характер, т. е. по мере удаления от максимумов значений геофизических индикаторов корневых частей массива увеличивается вероятность наличия платиноидной ассоциации и уменьшается вероятность наличия медной.

По результатам неформального анализа геологических, геофизических и геохимических данных, вертикальная зональность в распределении рассматриваемых ассоциаций выражается в возрастании сверху вниз относительной роли МПГ и снижении роли Cu и в особенности Fe, концентрации которого максимальны в габброидах кэршорского комплекса и могут рассматриваться в качестве надрудного индикатора наличия оруденения платино-золото-палладиево-медной формации.

Наиболее реальные перспективы в пределах рассматриваемой площади существуют в отношении металлов платиновой группы (МПГ) и золота [124].

МПГ представлены преимущественно платиной и палладием, по результатам изучения проявления Озерное преобладает палладий [124].

По результатам статистической обработки нами выявлены также геологические и геофизические признаки наличия разрывных нарушений, значимо коррелированные с участками (прогнозными ячейками), содержащими рудную минерализацию рассматриваемых типов – жильные тела основных пород, линеаментные зоны гравитационного и магнитного полей, зоны повышенных градиентов гравитационного поля.

*Вычисления производились с помощью программ пакета «ПРОТЕЙ» [70]. Для приводимых выводов учитывались только результаты, отвечающие уровню значимости 0,05 (уровень надежности $\geq 95\%$).

Также установлено наличие значимой корреляции участков (прогнозных ячеек), содержащих рудную минерализацию рассматриваемых типов, с локальными магнитными аномалиями. Последнее может быть обусловлено наличием в составе рудных ассоциаций магнетитовой или титаномагнетитовой минерализации, а также магнитного пирротина. К прямым поисковым признакам оруденения относятся: наличие проявлений данного типа, а также геохимические ореолы Cu, Au, Pt, Pd, реже – Pb, Ag, Zn, Mo, Fe, Sc.

В пределах площади листа Q-41-XVI (рис. 14) расположена центральная часть Кэршорской платино-золото-меднорудной рудоносной зоны, включа-

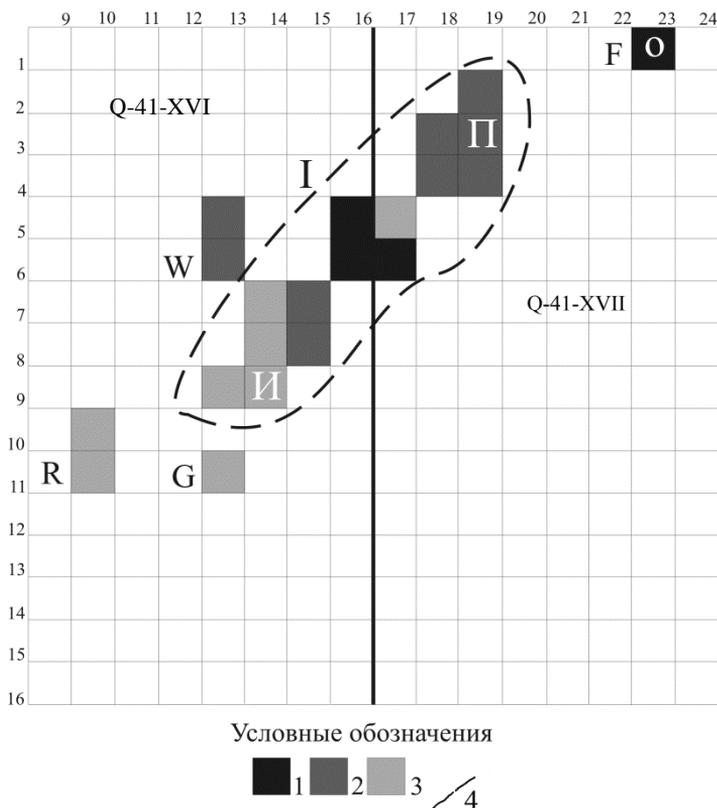


Рис. 14. Результат распознавания рудных объектов платино-палладиево-золото-медной формации (листы Q-41-XVI, XVII).

1 – прогнозные ячейки с образованиями кэршорского комплекса и прогнозируемым оруденением 1-й рудной ассоциации (Cu, Au); 2 – прогнозные ячейки с образованиями кэршорского комплекса и прогнозируемым оруденением 2-й рудной ассоциации (Pd, Pt, Au); 3 – прогнозные ячейки с образованиями кэршорского комплекса и прогнозируемым оруденением 1-й и 2-й рудных ассоциаций (Cu, Au и Pd, Pt, Au); 4 – уточненный контур Пятиреченского золото-палладий-меднорудного узла. И – Изшорское проявление; П – Пятиреченское проявление; О – Озерное проявление. **И – Пятиреченский рудный узел.** Рудные поля вне рудных узлов: F – Озерное; W – Лагортагартское; R – Палинское; G – Лабохэйское.

ющая юго-западную часть *Пятиреченского золото-палладий-медно-рудного узла* (4.2.1) [124, 29]. Перспективность рудного узла определяется наличием рудопроявлений Изшорского, Погурейского и Пятиреченского. Последнее расположено в северо-восточной части рудного узла – на площади листа Q-41-XVII.

По результатам компьютерного прогнозирования с применением программного комплекса ПРОТЕЙ, с последующей их корректировкой, учитывающей поступившие позднее результаты геохимических исследований [123], установлены вероятные площади преимущественного развития оруденения одной из двух рудных ассоциаций – золото-медной и золото-платиноидной, а также площади их совместного развития (без признаков очевидного преобладания той или иной ассоциации).

Наиболее перспективной частью площади Кэршорского рудного района на эти виды оруденения является область на сочленении листов Q-41-XVI и Q-41-XVII, где компактно расположены 15 прогнозных ячеек, которые, по результатам распознавания, выделились как перспективные на золото-медное, золото-платиноидное, а также на совмещенное золото-медное и золото-платиноидное оруднение (площадь прогнозной ячейки составляет ~ 25 км²). Признаки, использованные при распознавании, приведены выше, их достоверность соответствует 95 % надежности.

Эта площадь включает два известных проявления – Пятиреченское и Изшорское и рассматривается нами как *потенциальный Пятиреченский золото-палладий-меднорудный узел* (4.2.1). Кроме того, к северо-западу и к югу от Пятиреченского рудного узла по тем же признакам выделены три локальные площади, рассматриваемые нами как потенциальные рудные поля – Лагортагартское, Пагинское, Лабахэйское (рис. 14). По результатам проведенного компьютерного прогнозирования (рис. 14) границы Пятиреченского рудного узла существенно скорректированы по сравнению с Госгеолкартой 1:1 000 000 листа Q-41 (третье поколение) [29]. В частности на листе Q-41-XVI в него включен район проявления Изшорское.

При оценке прогнозных ресурсов категории Р₃ благороднометалльного оруденения в качестве эталонных использовались данные по прогнозным ресурсам категории Р₁ Озерного проявления [124].

Прогнозные ресурсы Озерного проявления по благородным металлам составляют по категории Р₁ до глубины 250 м: золото – 1,56 т (Сср. 0,08 г/т), платина – 2,15 т (0,11 г/т), палладий – 9,29 т (0,48 г/т). По категории Р₂ до глубины 500 м оценены прогнозные ресурсы палладия в количестве 36 т со средним содержанием 4,1 г/т.

За основу оценки прогнозных ресурсов Пятиреченского рудного узла, на благороднометалльное оруденение принята площадная продуктивность рудоконтролирующих пироксенитов кэршорского комплекса, полученная путем деления прогнозных ресурсов категории Р₁ благородных металлов на площадь Дзелятышорского клинопироксенитового массива (4,6 км²), контролирующего платиновое, палладиевое и золотое оруденение в пределах проявления Озерное (лист Q-41-XVII). Полученная продуктивность (q) рудоконтролирующих клинопироксенитов составляет: для золота:

$1,56 \text{ т}/4,6 \text{ км}^2 = 0,34 \text{ т}/\text{км}^2$, для платины: $2,15 \text{ т}/4,6 \text{ км}^2 = 0,47 \text{ т}/\text{км}^2$, для палладия: $9,29 \text{ т}/4,6 \text{ км}^2 = 2,01 \text{ т}/\text{км}^2$.

При определении прогнозных ресурсов вычисленная оценка продуктивности умножалась на площадь рудоконтролирующих пироксенитов и на коэффициент ($k = 0,7$), учитывающий неполную аналогию геологической обстановки на рудопроявлении Озерное и на оцениваемой площади, а также на коэффициент ($k_1 = 1,2$), учитывающий, что оценка прогнозных ресурсов на рудопроявлении проводилась до глубины 250 м, а проводимая нами оценка прогнозных ресурсов категории P_3 – до глубины 300 м.

Площадь рудоконтролирующих пироксенитов (S) оцениваемого Пятиреченского рудного узла определялась по геологическим картам листов Q-41-XVI и Q-41-XVII масштаба 1 : 200 000, составленным в процессе ГМК-200. Площадь пироксенитов в пределах Пятиреченского рудного узла на листе Q-41-XVI составляет $17\,625 \text{ км}^2$. Вычисления прогнозных ресурсов производились по формуле: $Q = S \times q \times k \times k_1$.

Расчитанные прогнозныe ресурсы категории P_3 площади Пятиреченского рудного узла категории P_3 для листа Q-41-XVI составили: платины 6,1 т, палладия 35,97 т, золота – 4,48 т.

При оценке прогнозных ресурсов категории P_3 меди Пятиреченского рудного узла, а также всех четырех полезных компонентов (Au, Pt, Pd, Cu) Лагортагартского, Пагинского, Лабахэйского потенциальных рудных полей за основу была принята площадная продуктивность полей развития всех пород кэршорского комплекса в пределах прогнозной ячейки (25 км^2), в которой находится проявление Озерное (для Au, Pt, Pd), ввиду отсутствия детального картирования петрографических разностей на вновь выделенных потенциальных рудных полях, и проявление Пятиреченское (для Cu) ввиду отсутствия очевидной связи медного оруденения с полями развития клинопироксенитов. Прогнозные ресурсы меди Пятиреченского рудного поля (находится в пределах листа Q-41-XVII) по категории P_2 оценены в 154 тыс. т [137, 60].

Площадные продуктивности площади прогнозной ячейки составляют: для Cu – $154 \text{ тыс. т}/25 \text{ км}^2 = 6,12 \text{ тыс. т}/\text{км}^2$, для Au – $2,15 \text{ т}/25 \text{ км}^2 = 0,062 \text{ т}/\text{км}^2$, для Pt – $1,56 \text{ т}/25 \text{ км}^2 = 0,062 \text{ т}/\text{км}^2$, для Pd – $9,29 \text{ т}/25 \text{ км}^2 = 0,37 \text{ т}/\text{км}^2$.

Кроме того, при оценке прогнозных ресурсов меди Пятиреченского рудного узла были приняты довольно низкие значения коэффициента k , учитывающего не полную аналогию эталонной площади и прогнозируемой – 0,5, а при оценке прогнозных ресурсов меди Лагортагартского, Пагинского и Лабахэйского рудных полей – 0,3.

Вычисленные значения прогнозных ресурсов меди категории P_3 для площади Пятиреченского рудного узла в пределах листа Q-41-XVI – 489,6 тыс. т.

Прогнозные ресурсы категории P_3 выделенных потенциальных рудных полей составили: Лагортагартского (50 км^2) – меди 91,8 тыс. т, платины 3,62 т, палладия 15,6 т, золота 2,6 т, Пагинского (50 км^2) – меди 91,8 тыс. т, платины 3,62 т, палладия 15,6 т, золота 2,6 т, Лабахэйского (25 км^2) – меди 45,9 тыс. т, платины 1,81 т, палладия 7,8 т, золота 1,3 т.

Малоуральский железо-молибден-меднорудный район потенциальный (4.3) на площади листа Q-41-XVI представлен юго-западной частью Таньюского* железо-молибден-меднорудного потенциального рудного узла (4.3.1) (рис. 15)**.

Проявление железорудного скарнового оруденения на территории листа всего одно, сопровождается незначительной магнитной аномалией, и каких-либо перспектив этот тип оруденения, ввиду отсутствия интенсивных магнитных аномалий, не имеет. По нашему мнению, на рассматриваемой площади скарново-магнетитовое оруденение является не самостоятельным типом оруденения, а надрудной фацией метасоматитов медно-порфириновых рудных систем. Поэтому это оруденение и вмещающие его скарны могут рассматриваться лишь как благоприятная среда для нейтрализации кислотных гидротермальных растворов и осаждения золота, что, по всей видимости, имеет место на проявлении Третья Рудная Горка (лист Q-41-XVII).

В пределах рудного узла на площади листа Q-41-XVI расположены два ранее установленных потенциальных золото-молибден-меднорудных поля медно-порфириновой с золотом рудной формации – Маникуйское и Янаслорское.

Маникуйское потенциальное золото-молибден-меднорудное поле (4.3.1.1) охватывает область развития вулканогенных образований малоуральской свиты на хр. Янас-Тэре. Юго-восточная часть поля уходит на лист Q-41-XVII. Основным потенциальным рудным объектом в пределах поля является медно-порфирировое проявление Маникую (Ш-4-26), сведения о котором и оценка прогнозных ресурсов по категории P_2 приведены в гл. «Полезные ископаемые». В состав Маникуйского поля нами также включено выделявшееся отдельно [133] Колчеданное потенциальное рудное поле, охватывавшее участки Колчеданный-1, 5, 7, так как его геологоструктурная позиция близ контакта с порфирированными кварцевыми диоритами собского комплекса аналогична проявлению Маникую. Прогнозные ресурсы Колчеданного поля по категории P_2 по авторским оценкам составляют 1200 тыс. т меди, 70 тыс. т свинца и 700 тыс. т цинка [133].

Янаслорское потенциальное золото-молибден-меднорудное поле (4.3.1.2) охватывает поля выходов и приконтактные части Янаслорского гранитного массива. Основным рудным объектом поля является медно-молибденовое проявление Янаслорское (Ш-4-11, описано в гл. «Полезные ископаемые») и многочисленные пункты минерализации. Прогнозные ресурсы оценены по категориям P_1 и P_2 . Для увеличения прогнозных ресурсов нет оснований.

Ниже дается описание закономерностей размещения и факторы контроля медно-порфирирового и золото-сульфидно-кварцевого типа оруденения для Таньюского потенциального узла в целом и приводится оценка ресурсов категории P_3 за пределами установленных рудных полей.

* В других работах узел выделяется под названием «Таньюско-Кевсоимский» [166] и «Янаслорско-Элькошорский» [151].

** Таньюский рудный узел околонтурен по результатам компьютерного прогнозирования с применением программного пакета ПРОТЕЙ [70], с использованием комплекса геологических, геофизических, геохимических признаков.

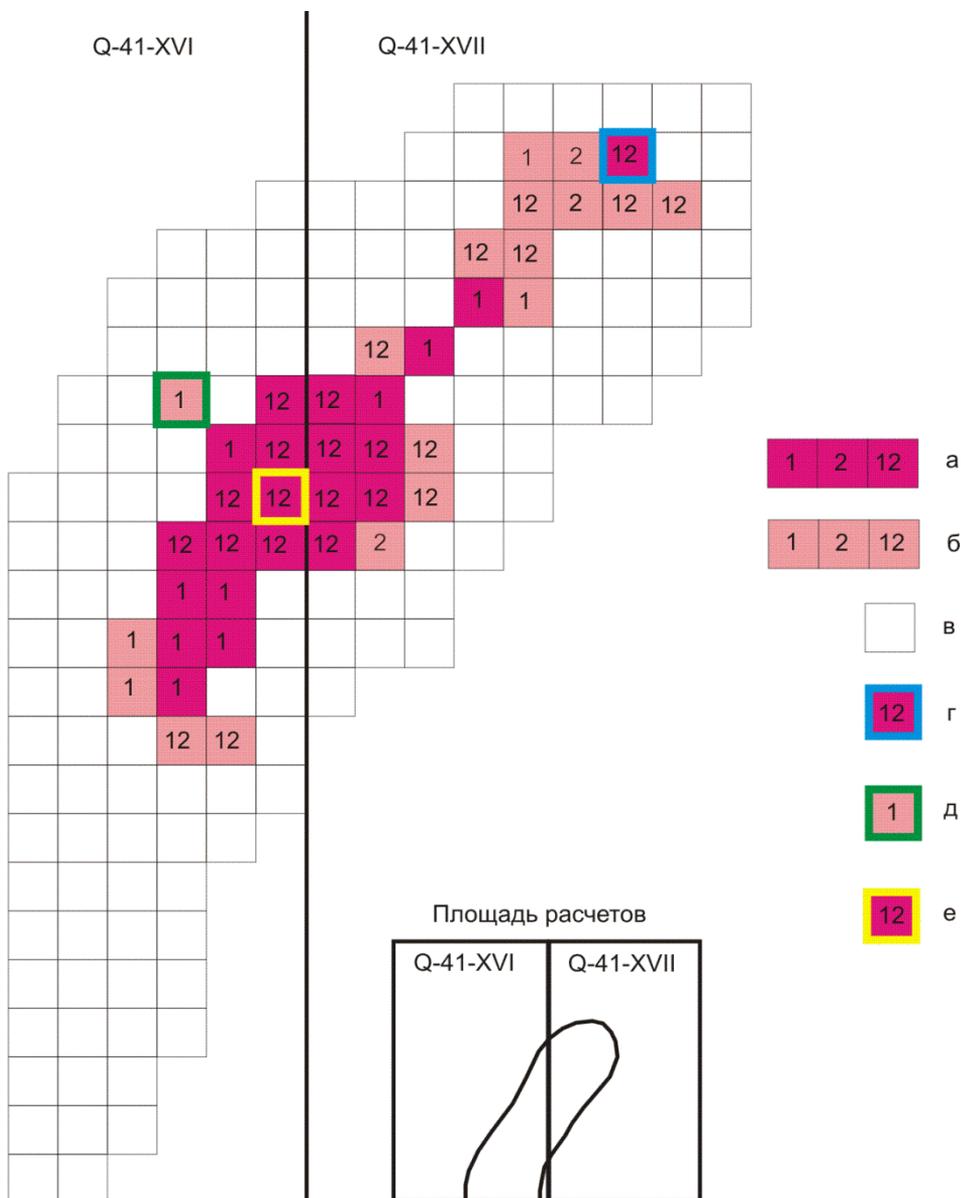


Рис. 15. Результаты распознавания рудных объектов медно-порфировой с золотом формации на площади Таныуского рудного узла.

Перспективные участки (1 – с предполагаемым медным оруденением, 2 – с предполагаемым золотым оруденением, 12 – с медным и золотым оруденением);

а – прогнозируемые с высокой степенью достоверности, б – прогнозируемые со средней степенью достоверности, в – неперспективные участки; г – участок с эталонными проявлениями – медно-порфиоровым (Осеннее) и золотым (Рудная Горка III), д – участок с молибден-медно-порфиоровым проявлением Янаслорское, е – участок с медно-порфиоровым и золоторудным проявлением Манюкую.

Рудный узел контролируется областью повышенной мощности вулканогенно-осадочных отложений Малоуральского позднесилурийско-девонского вулканоплутонического пояса – Варчатинско-Таньюским осадочно-вулканогенным прогибом. В пределах прогиба вертикальная мощность вулканогенно-осадочных отложений, по геологическим и геофизическим данным, составляет ориентировочно более 3 км. Вулканогенная составляющая преимущественно основного и среднего состава, слагает значительную часть разреза, в силу чего прогиб четко выделяется в гравитационном поле, создавая площадную аномалию интенсивностью до 80 мГал. По результатам дешифрирования материалов дистанционного зондирования здесь выделяется серия параллельных разрывных нарушений северо-восточной ориентировки.

Оруденение молибден-медно-порфирирового и золото-сульфидно-кварцевого типа локализуется как в пределах прогиба (преимущественно в его крайних частях), так и в его обрамлении – среди гранитоидов.

Для проявлений обоих этих типов характерна близость структурной позиции, тесная их перемежаемость на площади, сходство гидротермально-метасоматических образований, геохимических ореолов и геофизических признаков. Оба типа рудных проявлений локализуются в крайних частях и обрамлении вулканогенно-осадочного прогиба, сопровождаются сходным набором гидротермалитов, среди которых преобладают эпидотизация, скарнирование, окварцевание, хлоритизация, участки развития кварцевых жил и прожилков, широкое развитие пирита и халькопирита, сходный состав аномальной составляющей геохимического поля и его зональности (для золото-сульфидно-кварцевого типа – Au–Cu–Mo–Zn–Pb–Fe, Ni, Co, для медно-порфирирового типа – Cu, Mo–Zn–Pb–Fe, Ni, Co), наличие в обоих случаях аномалий электроразведки ВП и резкая неоднородность магнитного поля. Такое сходство по нескольким параметрам позволяет предположить, что оба типа проявлений принадлежат к единой рудной формации (медно-порфирировой с золотом) и представляют собой либо ее разновидности, различающиеся глубиной формирования (более значительной для проявлений медно-порфирирового типа), либо продуктами близких по времени двух последовательных этапов формирования (более раннего – медно-порфирирового и более позднего – золото-сульфидно-кварцевого), либо их различия обусловлены сочетанием обоих факторов.

Во всех этих случаях становится понятной локализация золото-сульфидно-кварцевого оруденения в опущенных тектонических блоках [166].

Характерной особенностью развития описываемого оруденения является наложение как медно-порфирировой минерализации, так и золото-сульфидно-кварцевой на эпидотовые, пироксеновые, пироксен-гранатовые, пироксен-гранат магнетитовые скарны, представляющие собой внешнюю зону гидротермальной рудной системы, в результате чего формируется золото-скарновое и иногда медно-скарновое оруденение.

Молибден-медно-порфирировое оруденение. При оценке прогнозных ресурсов площади Таньюского рудного узла на полезные компоненты медно-порфирирового оруденения (Cu, Mo, Au) в качестве эталонных использованы данные по Элькошорскому рудному полю (проявление Осеннее).

Прогнозные ресурсы категории P_2 проявления Осеннее (лист Q-41-XVII) до глубины 300 м оценены: Cu – 199 тыс. т, Mo – 5 тыс. т, Au – 1,3 т, Ag – 65 т [137].

Площадь Элькошорского рудного рудопроявления, оконтуренная по комплексу совмещенных поисковых признаков – наличию медных проявлений медно-порфирирового типа, комплексных геохимических аномалий, электро-разведочных аномалий метода ВП и др., составляет 4 км², и была выбрана в качестве размера прогнозных ячеек при компьютерном прогнозировании, что позволило рассчитать суммарные прогнозные ресурсы площади путем перемножения ресурсов эталонной площади на количество прогнозных ячеек, распознанных как перспективные на оруденение медно-порфирирового типа с высокой степенью надежности. Коэффициент, учитывающий неполноту аналогии эталонного участка и оцениваемых, принимался равным 0,5. Вычисленные прогнозные ресурсы категории P_3 для части Таньюского рудного узла на площади листа Q-41-XV: Cu – 1323,4 тыс. т, Mo – 33 тыс. т, Au – 8,58 т.

В качестве локальных объектов в пределах рассматриваемого Таньюского рудного узла, на которые следует обратить внимание, выделяются участки развития эпидотовых, гранатовых, пироксеновых, пироксен-гранатовых скарнов с магнетитом, такие как проявление «Рудная Горка 3» (правобережье низовьев руч. Элько-Шор), ПМ 1584 (западный склон высоты с отметкой 375) и др. Эти объекты рассматривались предшественниками в основном с точки зрения их перспектив на золотое и железное оруденение [166]. В районах развития медно-порфирировых месторождений они могут являться надрудными зонами медно-порфирировых рудных объектов, причем масштабы проявления скарново-магнетитовой минерализации коррелируются с масштабами медно-порфирирового оруденения. В начале 1970-х годов в Тургайском прогибе (Актюбинская область в Казахстане) поисковые работы на скарново-магнетитовое оруденение на подобных объектах привели к открытию двух крупных медно-порфирировых месторождений – Бенкала и Южная Бенкала (а заодно и к открытию новой провинции с медно-порфирировым оруденением). Позднее в аналогичной геологической ситуации в Венгрии было открыто крупное медное месторождение Речк.

Золото-сульфидно-кварцевое и золото-скарновое оруденение. На площади Таньюского рудного узла предшественниками выделены и оценены по категории P_2 два собственно золоторудных поля – Рудная Горка III (лист Q-41-XVII) и Манюкуюское (лист Q-41-XVI). Прогнозные ресурсы золота категории P_2 этих рудных полей составляют соответственно 29 и 16 т [166].

При оценке прогнозных ресурсов золота Таньюского рудного узла категории P_3 в связи с собственно золоторудным оруденением в качестве эталона принималось наиболее изученное рудное поле Рудная Горка III (лист Q-41-XVII) с одноименным рудопроявлением.

Суммарные прогнозные ресурсы площади за пределами оцененных рудных полей рассчитывались путем умножения ресурсов эталонной площади на количество прогнозных ячеек, равных ей по площади, распознанных как перспективные на собственно золотое оруденение с высокой степенью надежности (рис. 15).

Коэффициент, учитывающий неполноту аналогии эталонного участка и оцениваемых, принимался равным 0,4. На площади листа Q-41-XVI за вычетом прогнозной ячейки с рудопроявлением Манюкую – шесть прогнозных ячеек, распознанных как перспективные на собственно золотое оруденение с высокой степенью надежности.

Вычисленные прогнозные ресурсы золота Таньюского рудного узла категории P₃ на площади листа Q-41-XVI составляют: $6 \times 29 \times 0,4 = 69,6$ т.

Перспективность площади рудного узла в отношении россыпного золота, представляется низкой: шлиховые ореолы выявлены по всем крупным рекам и их притокам, но промышленного значения они не имеют. Низкая продуктивность россыпей золота, по-видимому, обусловлена малым уровнем эрозийного среза Таньюского рудного узла и соответственно слабой эродированностью потенциальных россыпеобразующих объектов золото-сульфидно-кварцевого и молибден-меднопорфирирового типа, что отчасти подтверждается повышенным фоном серебра на площади рудного узла.

По результатам ГМК-200 и материалам предшественников, на территории листа нами выделен новый *Хойлависско-Большелагортинский потенциальный палладий-платиноносный руднороссыпной узел* (4.0.1) с коренной хромит-платиноидной минерализацией, развитой преимущественно в приконтактных частях Войкаро-Сынинского массива, и шлиховыми ореолами платины за его пределами. Поэтому на данной стадии изученности узел рассматривается, как наложенный по отношению к Войкаро-Сынинскому рудному району и Кэршорской рудоносной зоне.

Площадь выделяемого рудного узла – 550 км². По структурной позиции коренная хромит-платиноидная минерализация, являющаяся потенциальным источником россыпей платиноидов, близка к шандашинскому типу платиноидного оруденения в альпинотипных дунит-гарцбургитовых комплексах Урала, для которой типичны периферические гарцбургитовые и дунитовые зоны разрезов перехода к краевым полосчатым, дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексам [34].

Для Полярно-Уральского сегмента данный тип платиноидной минерализации выделяется нами впервые. Основным его отличием от кемпирсайского типа платиноидной минерализации в хромитовых рудах является преобладание платины и палладия, часто с серебром и золотом, и наличие устойчивых шлиховых ореолов, в том числе в делювии, что говорит о более крупном размере выделений платиноидов. При этом такой состав благороднометаллической минерализации в хромитовых рудах характерен как для проявлений в дунит-гарцбургитовой ассоциации примыкающих к краевым дунитам полосчатого кэршорского комплекса (проявления хромитов Софроновское III, Кэршорское и др.), так и для хромитовых руд повышенной железистости, характерных для самих «краевых дунитов» и дунитов в составе кэршорского комплекса.

По результатам компьютерной обработки геохимических материалов [123], установлены индикаторные геохимические ассоциации хромит-платиновой минерализации. Прямыми поисковыми признаками для выделения перспективных площадей рассматриваемого типа наряду с хромит-платиноидной минерализацией являются геохимические аномалии Au и Pd, в

сочетании с Cr, Co, Ni в ультрамафитах Войкаро-Сынинского массива. По первым двум приведенным элементам-индикаторам установлены значимые статистические различия между участками с хромит-платиноидной минерализацией и хромитовой без платиноидов, а по остальным трем от платиноидно-золото-меднорудной минерализации, характерной для кэршорского комплекса. Кроме того, для последней устанавливается значимая связь с аномалиями Cu, отсутствующая в случае хромит-платиноидной минерализации. Помимо хромит-платиновой минерализации прямыми поисковыми признаками для выделения перспективных площадей рассматриваемого типа являются геохимические аномалии Au и Pd, в сочетании с Cr, Co, Ni в ультрамафитах Войкаро-Сынинского массива. По первым двум приведенным элементам-индикаторам установлены значимые статистические различия между участками с хромит-платиноидной минерализацией и хромитовой без платиноидов, а по остальным трем от платиноидно-золото-меднорудной минерализации, характерной для кэршорского комплекса. Кроме того, для последней устанавливается значимая связь с аномалиями Cu, отсутствующая в случае хромит-платиноидной минерализации дунит-гарцбургитовой ассоциации на удалении от краевых частей Войкаро-Сынинского. Прямым поисковым признаком являются также шлиховые ореолы платины с содержаниями платины в пробах до десятков знаков, в отдельных пробах – более 80 знаков.

Так как для рассматриваемого типа платиноидной минерализации отсутствуют эталонные объекты, при оценке прогнозных ресурсов категории P_3 мы исходили из предположения о наличии на площади потенциального рудного узла не менее двух средних коренных (10 т) и двух средних россыпных (2 т) месторождений платиноидов – в сумме 24 т платиноидов. Предположение о наличии не менее двух объектов основывается на приуроченности коренных проявлений и шлиховых ореолов платиноидов, как к западному, так и восточному контактам Войкаро-Сынинского массива. По нашему мнению, данный тип платиноидного оруденения представляет несомненный интерес и требует дополнительного изучения специализированными поисковыми работами.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Представлена на территории листа фрагментом *Хулгинско-Салехардского бурогоугольного района* (5.2 УБ), входящего в состав *Сосьвинско-Салехардского бурогоугольного бассейна* (5 УБ, Al/T₃-K₁).

На дневную поверхность в пределах рассматриваемой территории угленосные отложения не выходят. На площади листа Q-41-XVII они вскрыты двумя буровыми скважинами – X-200, X-201 [137], что послужило основанием для выделения *Варчатинской перспективной площади* (5.1.1), которая, с учетом установленной угленосности на примыкающем с юга листе Q-41-XXII, предположительно, может частично прослеживаться и на территорию листа Q-41-XVI. Угленосность, представляющая промышленный интерес, связана с низами разреза верхнеюрской маурыньинской и ниже-среднеюрскими отложениями яныманьинской свит. Прогнозные ресурсы в пределах листа незначительны. Оценка угленосности для Варчатинской площади в целом приведена [151].

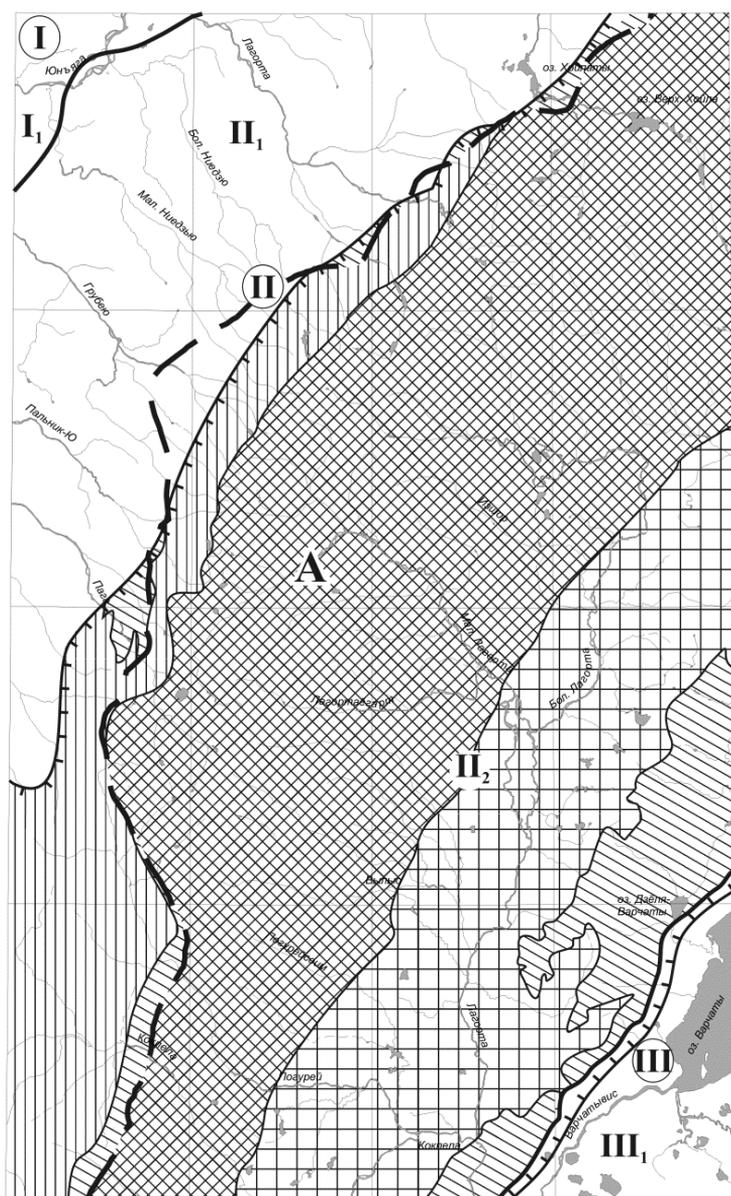
ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия на территории листа определяются совокупностью особенностей ее геологического строения, физико-географических факторов и широким развитием многолетней мерзлоты. Степень гидрогеологической и геокриологической изученности территории весьма низкая и ограничивается лишь данными о дебитах немногочисленных источников и их химическом составе. Вместе с тем, на основании геолого-структурного анализа на территории листа в соответствии с принципами гидрогеологического районирования, разработанных во ВСЕГИНГЕО (2004 г.), выделяются фрагменты следующих гидрогеологических структур первого порядка: Тимано-Печорский сложный артезианский бассейн (*I*), Уральская сложная складчатая гидрогеологическая область (*II*) и Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн (*III*). В связи со сплошным и глубоким промерзанием пород и подземных вод в пределах Уральской складчатой гидрогеологической области выделяется единая сложная наложенная Полярно-Уральская система криогенных массивов (*A*) (рис. 16).

Все перечисленные гидрогеологические структуры существенно различаются условиями формирования ресурсов подземных вод. Определяющая роль в этом процессе принадлежит наличию многолетней мерзлоты с различным характером ее распространения в этих структурах.

Тимано-Печорский сложный артезианский бассейн

На территории листа в его северо-западной части представлен фрагментом Печоро-Предуральского артезианского бассейна второго порядка (*I*₁) и приурочен к Усинско-Лемвинской депрессии в границах распространения меловых отложений. Здесь многолетняя мерзлота имеет прерывисто-островное распространение с мощностью на разных участках от 2–5 до 40–50 м [20]. В терригенных меловых породах источников не встречено. Водоносность связана только с деятельным слоем в четвертичных галечниково-песчаных образованиях.



1 : 500 000

км 5 0 5 10 15 км

Условные обозначения

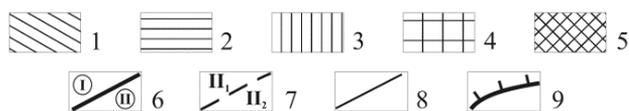


Рис. 16. Схема гидрогеологического районирования.

Условные обозначения. **Гидрогеологические структуры и их номера:** I – Тимано-Печорский сложный артезианский бассейн; I₁ – Печоро-Предуральский предгорный артезианский бассейн; II – Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область; II₁ – Западно-Уральский гидрогеологический массив, II₂ – Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область; III – Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн; III₁ – Иртыш-Обский артезианский бассейн.

1–5 – Полярно-Уральская сложная система криогенных массивов (А), сложенных преимущественно породами: 1 – вулканогенными и вулканогенно-осадочными (RF₃-D), 2 – карбонатно-терригенными (C₁-P₁), 3 – метаморфизованными до стадии зеленых сланцев терригенными (реже карбонатными) (O₁₋₂-C₁), 4 – интрузивными гранит-диоритового ряда (D-C), 5 – интрузивными основного и ультраосновного состава (O-S), 6–9 – границы: 6–7 – гидрогеологических структур: 6 – первого порядка, 7 – второго порядка, 8 – криогенных гидрогеологических массивов, 9 – сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

Уральская сложная гидрогеологическая область

Занимает большую часть территории листа, в которую согласно с районированием, принятым во ВСЕГИНГЕО, входят структуры второго порядка – Западно-Уральский гидрогеологический массив (II_1) и Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (II_2).

Западно-Уральский гидрогеологический массив (II_1) охватывает поле развития девонских, каменноугольных и пермских терригенно-карбонатных отложений. Территория характеризуется преимущественно прерывистым распространением многолетней мерзлоты с широким развитием сквозных таликов [14]. О гидрогеологических условиях этого участка дают представление только данные по изучению источников, связанных с пермским и каменноугольным водоносными комплексами. С пермскими терригенными отложениями связаны многочисленные источники с дебитами 0,2–0,3 л/с. Воды по составу гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией около 100 мг/дм³ и рН 7,0–8,0. В области развития терригенно-карбонатных отложений яйюской и воргашорской свит карбона отмечаются многочисленные выходы карстовых источников с дебитами от 0,2 до 1,5 л/с и более. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые-натриевые с минерализацией до 140 мг/дм³ и рН 6,9. Восточная часть массива находится в зоне сплошного распространения мерзлоты, где в основном развиты надмерзлотными воды деятельного слоя.

Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (II_2) приурочена к одноименному синклинию. Здесь подземные воды проморожены или развиты в пределах деятельного слоя.

Полярно-Уральская сложная наложенная система криогенных массивов

Система охватывает Войкарский синклиний, занимающий большую часть территории листа. Для нее характерно развитие сплошной многолетней мерзлоты мощностью до 500–700 м в сводовой части Полярно-Уральского хребта и до 100–200 м на его склонах [14]. Многолетняя мерзлота выполняет роль регионального водоупора. Здесь формируются преимущественно надмерзлотные воды деятельного слоя. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в толще пород по зонам трещиноватости. Режим этих вод характеризуется сезонной зависимостью.

Имеющиеся данные о подземных водах этой системы криогенных гидрогеологических массивов позволяют выделить в ней надмерзлотные водоносные горизонты четвертичных аллювиальных и ледниковых отложений, а также водоносные зоны трещиноватости в разновозрастных кристаллических породах различного состава.

Надмерзлотный таликовый аллювиальный водоносный горизонт фиксируется выходами источников на пойменной и надпойменной террасах в долинах рек и крупных ручьев. Дебиты – их от 0,08 до 0,15 л/с. Воды ультрапресные с минерализацией до 50 мг/дм³ гидрокарбонатно-магниевые с рН 7,1–8,4.

Надмерзлотный таликовый горизонт ледниковых отложений распространен спорадически и характеризуется сезонными водопроявлениями нисходящего типа с дебитами от 0,08 до 0,8 л/с. Воды пресные с минерализацией до 100–135 г/дм³ гидрокарбонатно-магниевого состава и рН 7,2.

Питание надмерзлотных подземных вод в зонах экзогенной трещиноватости происходит за счет атмосферных осадков и таяния ледниково-снежного покрова и их инфильтрации в толщи горных пород. Этому способствует высокая степень расчлененности рельефа и значительная мощность зоны аэрации, которая, по данным Н. Г. Обермана и др. [49], в осевой части Полярного Урала достигает 20 м. Установлено, что степень и мощность зоны экзогенной трещиноватости в кристаллических породах Среднего и Северного Урала, а следовательно и фильтрационные свойства пород определяются их составом [24]. Так, наименьшими ее мощностями характеризуются граниты (15–20 м) и интрузивные породы основного состава (30–50 м), а метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы соответственно до 50–100 м. Этими особенностями с учетом глубины их промерзания определяются и емкостные свойства пород, что сказывается на дебитах источников. Дебиты немногочисленных источников из метаморфизованных терригенных пород – до 0,1–2,5 л/с. Воды по составу гидрокарбонатно-кальциевые или смешанные по ионному составу с минерализацией от 20 до 130 мг/дм³ и рН 6,7–7,2. Источники, вытекающие из вулканогенно-осадочных пород моллюдорской свиты имеют сульфатно-кальциевый состав. Источники из интрузивных пород основного и ультраосновного состава характеризуются дебитами от 0,01 до 0,6 л/с. Минерализация воды – от 30 до 160 мг/дм³ при преимущественно смешанном анионном составе. Отмечается различие по величине рН: от нейтральных (6,5–7,5) в водах из габбро до щелочных (7,8–8,0) из гипербазитов.

Сведения о подмерзлотных водах отсутствуют, но не исключена возможность их разгрузки по зонам активизированных тектонических разломов, трассирующих наиболее крупные реки. Здесь на участках развития наиболее крупных наледей могут быть обнаружены подмерзлотные талики со стабильными ресурсными показателями.

В целом подземный сток в Полярно-Уральской складчатой области направлен к гидрографической сети, где и происходит его частичная разгрузка.

Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн

Бассейн представлен в юго-восточной части листа небольшим фрагментом краевой части Иртыш-Обского артезианского бассейна второго порядка (*III*₁) в пределах Шурышкарской мегавпадины. Эта территория характеризуется развитием массивно-прерывистой многолетней мерзлоты мощностью до 200 м. При этом установлен, что она здесь имеет двуслойное строение [25, 15]. На разных участках глубина залегания кровли первого от поверхности слоя многолетнемерзлых пород – до 10 м. Гидрогеологические условия на

данной территории остаются неизученными, но можно полагать, что они сходны с таковыми на смежных листах (Q-41-XVII и XXII). Здесь по аналогии можно выделить те же гидрогеологические подразделения, что выделены и на упомянутых листах. При этом следует учесть, что максимальная мощность осадочных четвертичных и юрско-меловых отложений в пределах данного листа не превышает 600 м (Госгеолкарта СССР, новая серия, лист Q-40, 41). По-видимому, в гидрогеологическом разрезе здесь развиты все три типа подземных вод, свойственных районам с развитием многолетней мерзлоты: над-, меж- и подмерзлотные порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые воды. В целом следует отметить, что ресурсы подземных вод на территории листа вследствие широкого развития многолетней мерзлоты весьма ограничены и в значительной мере подвержены сезонным климатическим колебаниям. Вместе с тем, сколь-либо значимые запасы подземных вод могут быть выявлены под толщей многолетнемерзлых пород в артезианских бассейнах (подмерзлотные воды), в подрусловых таликовых зонах или в зонах активизированных разломов.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа практически полностью охватывает Полярно-Уральскую часть горного сооружения Урала с прилегающими предгорьями и предгорными равнинами. Крайний юго-восток относится к Западно-Сибирской низменности. Наиболее значительную роль играют горные ландшафты. Простираение основных орографических элементов совпадает с северо-восточной ориентированной геологической структурой. Территория листа полностью располагается в области многолетнемерзлых пород (ММП), которые оказывают существенное влияние на развитие экзогенных процессов (ЭГП). Важнейшим фактором формирования ландшафтов также является высотная поясность, которая обуславливает контрастность геоморфологического строения территории, климатические особенности и распространение различных типов почв и растительности, отвечающих смене природных условий от горной тундры до северной тайги. Основная часть территории относится к площади с ненарушенным ландшафтом.

Техногенные ландшафтные комплексы на рассматриваемой территории практически отсутствуют, за исключением редких горных выработок в местах проведения геологоразведочных работ. К следам хозяйственной деятельности человека в пределах рассматриваемой территории относятся вездеходные дороги и немногочисленные каналы и шурфы, также пройденные при проведении геологоразведочных работ.

С учетом геоморфологической характеристики генезиса и литологии рельефообразующих пород, распространением и интенсивности ЭГП, на листе выделяются 10 природных ландшафтов.

Плосковершинные и наклонные участки низких и средних гор (1) расположены в центральной части листа и объединяются в широкую полосу северо-восточного простираения. Эти участки обладают наиболее высокими абсолютными отметками, превышающими 1000 м: горы Хордьюс – 1179 м, Географов – 1064 м. Горный ландшафт соответствуют полям развития элювиально-десерпционных образований по различным породам. К востоку от осевой зоны хребта преобладают в разной степени метаморфизованные интрузивные породы палеозойского возраста. К западу – преимущественно осадочные породы палеозойского возраста. Растительный комплекс практически отсутствует или представлен накипными корковыми лишайниками, единичными кустарниками. Почвы гольцовые. Ландшафт характеризуется сплош-

ным распространением ММП. Основными ЭГП являются гравитационные, криогенные процессы и морозное выветривание. Степень пораженности ЭГП изменяется от высокой до средней, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость относительно высокая.

Крутые склоны средних и низких гор с эрозионно-экзарационным рельефом (2). Ландшафт окаймляет плосковершинные и наклонные участки низких и средних гор, описанные выше. Сложен коллювиально-десерпционными отложениями в меньшей степени – делювиально-десерпционным образованиями, развивающимися по различным породам. К востоку от осевой зоны хребта преобладают в разной степени метаморфизованные магматические породы вендского и палеозойского возраста. К западу – преимущественно осадочные палеозойские породы. Почвы гольцовые, горно-тундровые. Растительность отсутствует или представлена скудным и разреженным лишайниковым покровом. Сплошное развитие ММП и гипсометрическое расположение ландшафта способствует сохранению на склонах северной и северо-восточной экспозиции значительного числа небольших узких полос снежников; в целом площадь их распространения незначительна. В высокогорных карах нередко развиты современные ледники и фирновые поля. Основными ЭГП являются криогенная деятельность, курумообразование, обвалы и осыпи. Степень пораженности ЭГП высокая, следовательно, геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость высокая.

Холмисто-увалистая возвышенная денудационная равнина и склоны долин (3) охватывают водораздельные пространства Малого Урала, где в виде широкой полосы протягивается на северо-восток, отвечая полям развития элювиально-делювиальных отложений по интрузивным и вулканогенным породам палеозойского возраста, в разной степени метаморфизованным. В виде изолированных «пятен» распространена на западном склоне Урала. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. Почвы глеевые, глееподзолистые, горно-таежные подзолистые и дерново-подзолистые. Растительность представлена кустарниками, лиственничными, а также смешанными березово-лиственничными и березово-еловыми лесами. Ведущими экзогенными процессами являются криогенные, а также курумообразование. Пораженность ЭГП изменяется от слабой до средней. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

Холмисто-западинные и параллельно-грядовые участки ледниковой аккумуляции (4). Приурочены к троговым моренам, карам в пределах горного сооружения Урала и лопастям выводных ледников в предгорной зоне Малого Урала. Поверхность сложена ледниковыми и делювиально-солифлюкционными отложениями. Для ландшафта характерно сплошное, прерывистое и массивно-островное развитие ММП. Почвы горно-тундровые, с мохово-лишайниковым растительным покровом и тундровые глеевые, на которых развита ерниковая тундра, а также глееподзолистые с кустарниками и лиственничным редколесьем. Следует отметить, что на западном склоне Урала в значительно меньшей степени развит растительный покров, чем на восточном, и представлен лишайниками и кустарником. На восточном склоне в предгорьях развиты елово-лиственничные, елово-березовые леса и редколе-

сье низких предгорий и северной тайги. ЭГП развиты в пределах сезонно-талого слоя и представлены термокарстом, пучением каменного материала, солифлюкцией, заболачиванием. Степень пораженности ЭГП изменяется от слабой до средней. В целом геодинамическая и геохимическая устойчивость средняя.

Участки зандровой, слабоволнистой аккумулятивной равнины (5) обрамляют холмисто-западинную ледниковую равнину. Соответствуют поверхности распространения ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров, сложенных гравийно-валунно-галечными смесями, дресвяниками, песками, суглинками и супесями. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. Почвы глееподзолистые, горно-таежные подзолистые и дерново-подзолистые. Растительность представлена кустарниками, лиственничными, а также смешанными березово-лиственничными и березово-еловыми лесами. К осложняющим геоэкологическую обстановку процессам относится заболачивание. Степень проявления ЭГП средняя. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

Пологоволнистая, плоская возвышенная аккумулятивно-денудационная равнина (6) представлена в виде широкой полосы к западу и к востоку от водораздела в пределах западных предгорий и денудационной равнины предгорий Малого Урала соответственно. Ландшафт развит на ледниковых образованиях среднего плейстоцена. Поверхность характеризуется массивно-островным развитием ММП и сложена супесями, суглинками с валунно-галечным материалом. Почвы глеевые, глееподзолистые, подзолистые. Растительный комплекс представлен кустарником и березово-еловым, березово-лиственничным редколесьем. Ведущие ЭГП в данном ландшафте – заболачивание, термокарст, солифлюкция. Пораженность ЭГП высокая. Ландшафт характеризуется низкой геодинамической и геохимической устойчивостью.

Волнистая, плоско-холмистая аккумулятивная равнина (7) развита к юго-востоку от предгорной зоны Малого Урала на территории Западно-Сибирской равнины и к северо-западу от Западных предгорий Урала, в пределах Предуральской равнины. Соответствует поверхности среднеплейстоценового оледенения, переработанного склоновыми процессами. Сложена суглинками с валунами, дресвой, супесями, песчаниками. Для ландшафта характерны заболоченные депрессии и котловины с плоско-бугристыми торфяниками и накоплением озерных, озерно-болотных суглинков, глин, песков, торфа. Характерно островное, массивно-островное и прерывистое (слоистое по вертикали) распространение ММП. Основными ЭГП являются заболачивание и криогенные процессы. В результате температурных деформаций в сезонно- и многолетнемерзлых породах, протаивания верхних горизонтов ММП и подземных льдов, происходит морозобойное растрескивание грунтов, образование бугров пучения, термокарстовых озер, термоабразия береговых линий озер. Заболачивание и торфонакопление обеспечивают благоприятные условия для активизации пучения и новообразования ММП. Почвы торфяно-глеевые, глееподзолистые, таежные. На территории Западно-Сибирской равнины растительность представлена северо-таежными хвойными и

смешанными лесами с мохово- и лишайниково-кустарничковым напочвенным покровом. На западе, в пределах Предуральской равнины растительный покров более скуден и представлен преимущественно кустарником и листовенничным редколесьем. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость из-за широкого развития процессов заболачивания оценивается как низкая.

Третья и четвертая надпойменные террасы аккумулятивные (8). Широко развиты в долинах крупных рек на территории Западно-Сибирской равнины на юго-востоке листа и Предуральской равнины – на северо-западе. Сложены переслаиванием суглинков, супесей, алевритов, песков с незначительной примесью галечников. Характеризуется островным и редкоостровным распространением ММП. Поверхности 3-й и 4-й надпойменных террас нередко заболочены. Там, где цоколи террас сложены мерзлыми глинистыми отложениями, наблюдаются оползни. На плоских поверхностях террас широко развиты небольшие озерные ванны. Почвы подзолистые, дерново-подзолистые; растительность – елово-лиственничные, елово-березовые (на юге с кедром) леса и редколесье низких предгорий и северной тайги. Геодинамическая устойчивость данного вида ландшафтов оценивается как средняя, геохимическая устойчивость – средняя.

Поймы, первая и вторая надпойменные террасы эрозионно-аккумулятивные (9). Сложены аллювиальными гравийно-галечными с валунами отложениями, песчано-гравийными и песчано-гравийно-галечными смесями, песками, супесями и суглинками. Основные ЭГП связаны с эрозионной деятельностью водных потоков и проявляются в виде донной (глубинной) и боковой эрозии. Первая наиболее характерна для горных рек, вторая – для рек в предгорной и равнинной частях территории. Пораженность эрозионными процессами долин рек – до 25–30 %, что наиболее ярко выражено в северо-западной части территории. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологическим составом, размывающей силой потока. Для отдельных отрезков долин рек, предгорий характерно образование наледей (нередко крупных). Почвы и растительный покров обусловлены высотной поясностью и меняются от горной к равнинной части. Почвы – от тундровых глеевых, глееподзолистых, до подзолистых и дерново-подзолистых. Растительность – от скудного мохово-лишайникового покрова и ерниковой тундры в горных долинах до зарослей ивняка, ольхи, лиственничных и смешанных лесов в юго-восточной части площади листа. Ландшафт входит в зону массивно-островного распространения ММП. В равнинной части территории под руслами крупных рек развиты сквозные талики, в предгорьях – несквозные талики. Так как ведущая роль в экзогенных процессах принадлежит эрозионной и аккумулятивной деятельности водных потоков, геодинамическая устойчивость ландшафта определяется как низкая, геохимическая устойчивость – средняя.

Исходя из данной характеристики ландшафтных обстановок, на изученной территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов. Так, на территории горных ландшафтов наиболее активно проявляются криогенные процессы: курумообразование, морозобойное растрескивание грунтов, со-

лифлюкция. На участках с более высокими абсолютными отметками к криогенным процессам присоединяются гравитационные вызывающие обвалы и осыпи крупных масс обломочных пород. В пределах возвышенной и низинной равнины ведущими и широко развитыми являются заболачивание, карстообразование, криогенез во всех его проявлениях и эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков.

Процесс заболачивания получил довольно широкое развитие в пределах низкой равнины, чему благоприятствует целый ряд факторов: избыточная увлажненность, выравненность и слабое расчленение рельефа, близповерхностное залегание широко распространенных в кайнозойском разрезе водупорных суглинков, высокий уровень грунтовых вод в пределах речных долин. Им затронуты не только долины рек, но и уплощенные водораздельные пространства. В зонах распространения ММП, приуроченных главным образом к торфяникам, заболачиванию сопутствуют криогенные процессы: пучение и термокарст. Морозное пучение грунтов вызвано как многолетними, так и сезонными колебаниями температур в деятельном слое, мощность которого колеблется в пределах 0,3–0,6 м. Активнее всего оно протекает в водонасыщенных торфах и тонкодисперсных отложениях крупных болотных массивов. Отражением данного процесса являются бугры пучения. Чаще всего они представлены плоскими торфяными буграми с размером в поперечнике от 10 до 50 м у подножия. Высота бугров изменяется от 1–2 до 4–5 м, их плоская поверхность, лишенная растительности, разбита сеткой многочисленных морозобойных трещин, ширина которых не превышает 0,2 м, а глубина 0,6–0,8 м. Облекаемое торфами мерзлое ядро зачастую супесчано-суглинистое. Несколько реже отмечаются конусообразные бугры пучения с ледяным ядром.

Связанный с протаиванием высокольдистых грунтов термокарст более ограничен в своем распространении. В результате его действия образуются впадины диаметром от 2–3 до 5 м и глубиной, не превышающей обычно 0,5–2 м. Часто эти впадины заполнены водой (термокарстовые озера), в других случаях их днища заболочены. В береговых уступах термокарстовых озер, сложенных торфогрунтами мощностью до 3 м, активно развиваются процессы термообразии, приводящие к отседанию крупных торфяных блоков.

Солифлюкционный процесс широко развит на поверхностях разнообразных склонов. Солифлюкции подвергаются грунты различного физико-механического состава, наиболее распространенные формы – солифлюкционные террасы, гряды, полосы.

На современном этапе развития речной сети в районе преобладает боковая эрозия, выражающаяся в разрушении берегов на крутых излучинах рек. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологическим составом, размывающей силой потока, а в зоне развития ММП – еще и криогенным строением пород и экспозицией береговых склонов. Усиление боковой эрозии связано с процессом речной аккумуляции – образованием галечниковых и песчаных кос, прирусловых отмелей и осередков, а также прирусловых валов на поймах рек.

В целом территория листа относится к малоосвоенной территории с ненарушенными природными ландшафтами и характеризуется фоновыми содержаниями большинства элементов. Исключение составляет Cr, аномальные содержания которого приурочены к Войкаро-Сынинскому гипербазитовому массиву. По хромум аномалии ярко выражены относительно фона в гумусе и С-горизонте, но при этом не превышают ПДК, в растительности (по мху) составляют 4–8 ПДК. На востоке выделяется ряд более крупных по площади аномалий Cu и Ba, в меньшей степени Zn, Mo, Pb и Fe. Эти аномалии приурочены к районам развития вулканитов и гранитоидов палеозойского возраста. Таким образом, можно отметить, что экогеохимия территории листа преимущественно обусловлена рудоносностью распространенных на ней пород. Природное геохимическое загрязнение выражено повышенным содержанием элементов всех классов токсичности. Но преобладающими являются элементы первого класса Pb, Zn, второго класса Cu, третьего класса Mn, Ba. Распределение химических элементов в почвах связано с распространением на территории ММП и положением рудных тел. Сезонноталый слой почв обеднен подвижными компонентами. Отмечается наличие зон окисления, сопровождающих все рудные выходы.

Донные отложения водотоков в ненарушенных ландшафтах наследуют элементы-загрязнители водосборных площадей (Войкаро-Сынинский массив): Zn (1,8–1,3 ПДК), Ni (5–12 ПДК), Cr (7–10 ПДК), Ba (1,2 ПДК), V (1,3–2 ПДК), Mn (1,0 ПДК). Повышенное содержание этих элементов, характеризующиеся умеренно опасными и опасными уровнями загрязнений и связано с материалом размыва Войкаро-Сынинского массива и баритоносных отложений яйюской свиты и оценивается как допустимое.

На основании вышесказанного, выделяются три области, различающиеся оценкой эколого-геологической обстановки по степени благоприятности геологической среды для деятельности человека: с благоприятной, удовлетворительной и напряженной ситуацией. К благоприятной обстановке отнесены области западных и восточных предгорий, для которых характерна наименьшая напряженность геодинамических процессов и повышенная геохимическая устойчивость ландшафтов. Заболоченные части Предуральской равнины Лагортинской депрессии и Западно-Сибирской низменности с интенсивным развитием процессов криогенеза отнесены к удовлетворительной категории состояния геологической среды. Как напряженная эколого-геологическая обстановка оценена в пределах центральной горной части Уральского кряжа, для которой характерна наибольшая напряженность геодинамических процессов (повсеместное развитие курумов, обвалов, осыпей, проявление селей, в зимний период лавин на склонах).

Кроме того, ввиду слабой загруженности, на схему оценки эколого-геологической опасности вынесены памятники природы (прил. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листа Q-41-XVI (второе издание) выполнены по итогам геолого-минералогического картирования масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-XVI, XVII, XXI и XXII (Восточно-Войкарская площадь) [123].

В результате выполненных работ по ГМК-200 на территорию листа Q-41-XVI составлен комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, включающий геологическую карту, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения, карту четвертичных отложений с объяснительной запиской и сопровождающей базой данных, все материалы которой представлены в электронном виде.

На геологической карте показаны конкретные картируемые литокомплексы: свиты, подсвиты и магматические комплексы. Благодаря использованию материалов ГС-50 и ГДП-50, поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ, геофизических работ, тематических исследований, а также собственных полевых работ авторов, значительно уточнено геологическое строение территории листа. Новыми данными детально и на современном аналитическом уровне охарактеризованы вещественные параметры горных пород, определен абсолютный возраст магматических комплексов. На основе вновь полученной информации сформулирована авторская концепция геологического строения и эволюции южной части Полярного Урала. Составлен уточненный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, обобщены и уточнены прогнозные оценки по видам полезных ископаемых. Впервые дана оценка геоэкологической ситуации.

Соотношение показанных на геологической карте достоверных и предполагаемых границ в горной части и предгорьях Урала отвечает требованиям кондиционности. Геологическая карта на попадающую в пределы листа часть Западно-Сибирской плиты, ввиду отсутствия в составе работ по ГМК-200 картировочного бурения, менее обоснована и составлена на основе имеющихся материалов масштаба 1 : 500 000.

На основании результатов проведенного абсолютного датирования по единичным цирконам (U-Pb, SHRIMP II) доказан позднеордовикский возраст кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса, подтвержден преимущественно нижнедевонский возраст собского комплекса.

В отношении полезных ископаемых было проведено обобщение имеющейся и вновь полученной геолого-геофизической информации на современ-

ном методическом уровне, что позволило уточнить перспективы территории на хромитовое, железорудное, медное и благороднометалльное (золото и платиноиды) оруденение.

Перспективность Зилаиро-Лемвинской СФЗ на медь и золото в пределах листа оценивается как низкая. Это же относится к марганцевому и фосфоритовому оруденению. Перспективы прироста прогнозных ресурсов баритов за пределами разведанного Малохойлинского месторождения отсутствуют.

Прогнозные ресурсы хромитов Войкаро-Сынинского рудного района активно оценены в результате предшествующих специализированных поисковых работ [152, 133] и поэтому нами не переоценивались.

Перспективы района на железные руды оценены отрицательно. Масштабные объекты скарного типа на территории листа отсутствуют. Объекты титаномагнетитовой формации бедны по содержаниям и незначительны по масштабу.

Подтверждены перспективы Кэршорской рудоносной зоны на медное и платино-палладиевое с золотом оруденение, уточнены границы Пятиреченского потенциального узла, дана оценка прогнозных ресурсов по категории P_3 .

По результатам ГМК-200 и материалам предшественников выделен новый Хойлависско-Большелагортинский потенциальный платиноносный рудно-россыпной узел с коренной хромит-платиноидной (платино-палладиевой) минерализацией (предположительно шандашинского типа), приуроченной к приконтактовым частям райизско-войкарского комплекса и дунит-верлит-клинопироксенитовой составляющей кэршорского комплекса и шлиховыми ореолами платины за его пределами. Для Полярно-Уральского сегмента данный тип платиноидной минерализации выделен впервые. На данной стадии изученности узел рассматривается как наложенный по отношению к Войкаро-Сынинскому рудному району и Кэршорской рудоносной зоне.

Выявлена принципиальная пространственная согласованность проявлений молибден-медно-порфирового и золото-сульфидно-кварцевого типов в полосе вулканогенно-осадочных толщ Малого Урала, объединенных в Таныюский железо-молибден-меднорудный потенциальный рудный узел. Дана оценка узла по категории P_3 на медь, молибден и золото.

В числе нерешенных вопросов остается обоснование принятого в соответствии с Легендой [139] возраста войкарской свиты, возраста таныюской подсвиты малоуральской свиты. Вопросы генезиса и последующей эволюции горных пород кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса нуждаются в дальнейшем детальном тематическом изучении, особенно в связи с процессами, обусловившими платино-золото-палладиевое оруденение. Весьма важной представляется необходимость дальнейшего детального изучения ультрамафитов райизско-войкарского комплекса с позиции пересмотра петрогенетических концепций его образования и эволюции, в том числе и процессов формирования хромитовых руд. Для этого создан большой банк наблюдений и аналитических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Андреичев В. Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. – Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
2. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й. И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. – СПб., 2007. С. 190–207.
3. *Батанова В. Г., Брюгманн Г., Савельева Г. Н., Соболев А. В.* Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов на примере офиолитовых комплексов // Мат-лы 3-й Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Т. 1. – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 77–80.
4. *Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф.* Система $MgO-SiO_2-H_2O$ // Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. – М.: Иностранная литература, 1950. С. 23–48.
5. *Брянчанинова Н. И.* Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Докт. дис. – Сыктывкар, 2004. 398 с.
6. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. – М.: Недра, 1979, 326 с.
7. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Советская геология, 1945. Сб. 6. С. 27–44.
8. *Войновский-Кригер К. Г.* Ордовик Лемвинской структурно-фациальной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960. Т. 35. Вып. 3. С. 51–62.
9. *Войновский-Кригер К. Г.* Силур Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 38–54.
10. *Войновский-Кригер К. Г.* Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, 1962. Т. 37. Вып. 2. С. 101–103.
11. *Войновский-Кригер К. Г.* Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, 1963. Т. 38. Вып. 2. С. 56–77.
12. *Войновский-Кригер К. Г., Гессе В. Н., Евсеев К. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-X. Объяснительная записка, 1963.
13. *Волков С. Н.* Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория // Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. IV. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 93 с.
14. Геокриология СССР. Европейская территория СССР. – М.: Недра, 1988. 358 с.
15. Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М.: Недра, 1989.
16. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Лист Q-40, 41 – Воркута / Отв. ред. К. П. Евсеев. – Л., 1977.
17. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала // Тр. ГИН АН СССР, вып. 376. – М.: Наука, 1983. 183 с.

18. *Гессе В. Н., Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XVI. Объяснительная записка. – Свердловск, 1976.
19. *Гессе В. Н.* Предварительные результаты геологосъемочных работ в бассейне р. Паги (Приполярный Урал) // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Вып. 1. – Сыктывкар, 1961. С. 66–68.
20. *Гессе В. Н.* Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 3–6.
21. *Гессе В. Н., Евсеев К. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XV. Объяснительная записка, 1962.
22. *Гессе В. Н., Водолазский А. И., Гранович И. Б.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXI. Объяснительная записка. – М., 1981.
23. *Гессе В. Н., Дембовский Б. Я., Попов М. Я.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Листы Q-41-XI, XII. Объяснительная записка. – М., 1986.
24. *Гидрогеология СССР. Т. 14. Урал.* – М.: Недра, 1970.
25. *Гидрогеология СССР. Т. 16. Западно-Сибирская равнина.* – М.: Недра, 1970.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-40, 41 – Воркута // Ред. О. А. Кондияйн. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 342 с.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XXV / В. Н. Иванов, Т. Б. Жаркова, И. Ю. Курзанов и др., 2001.
28. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 Лист Q-41-XI, 2005.
29. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 – Воркута / М. А. Шишкин, А. П. Астапов и др. Ред. В. П. Водолазская. – СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2007.
30. *Додин Д. А., Ланда Э. А., Лазаренков В. Г.* Платинометалльные месторождения мира. Т. II. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения, 2008. 409 с.
31. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. – Л.: Недра, 1973. 95 с.
32. *Ефимов А. А., Потапова Т. А.* Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // Геотектоника, 1990, № 5. С. 45–54.
33. *Злобин С. К., Дмитриев Л. В., Кононова Н. Н.* Состав и генезис хромитовых руд в офиолитах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Геология рудных месторождений, 1989, № 3. С. 32–43.
34. *Золоев К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Малахов И. А., Мардиросьян А. Н., Хрынов В. Н.* Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. – Екатеринбург: ДПР по Уральскому региону, ОАО УГСЭ, УрО РАН, Институт геологии и геохимии, Институт геологии и геофизики УГГГА, 2001. 199 с.
35. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. 326 с.
36. Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Листы Q-41-XV, XVI. Изолинии (ΔT_a) / Авт.: С. М. Кострикина, Р. М. Антонович. Ред.: П. А. Кукин. – Новосибирск: Новосибирский геофизический трест, 1972.
37. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова, В. А. Душин, Л. А. Костюкова, Г. В. Симаков, М. В. Фишман. – Свердловск: УрО СССР, 1988. 55 с.
38. *Костюченко С. Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Мат-лы Международного совещания

«Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов» (Опалиха, 12–15 мая 1993 г.). – М., 1994. С. 121–133.

39. *Лазько Е. Е.* Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов офиолитов (на примере Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале) // Роль магматизма в эволюции литосферы. – М.: Наука, 1984. С. 3–80.

40. *Лупанова Н. П., Маркин В. В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинария (восточный склон Полярного Урала) // Тр. Геол. Музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XII. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 175 с.

41. *Макеев А. Б., Перевозчиков Б. В., Афанасьев А. К.* Хромитоносность Полярного Урала. – Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 152 с.

42. *Макеев А. Б., Брячанинова Н. И.* Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. – СПб.: Наука, 1999. 252 с.

43. *Милюновский Е. Е.* Геология России и ближнего зарубежья. – М.: Изд-во МГУ, 1996.

44. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. – М.: Мир, 1976. 535 с.

45. *Молдавцев Ю. Е.* Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых (Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ.). – М., 1960. С. 412–415.

46. *Молдавцев Ю. Е.* Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород варисийской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1972. С. 19–27.

47. *Морковкина В. Ф.* Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометалльное оруденение (Полярный Урал) // Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 21, 1958. С. 70–111.

48. *Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. – М.: Наука, 1967. С. 280.

49. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И.* Экогеология Республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. – Сыктывкар: ПрологПлюс, 2004. С. 20–23.

50. *Падалка Г. Л.* Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале // Тр. Арктич. Ин-та, 1936, № 47. 145 с.

51. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969, № 4. С. 5–24.

52. *Перевозчиков Б. В.* Закономерности локализации хромитового оруденения в альпино-типных гипербазитах (на примере Урала) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзорная информация. Вып. 7. – М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 46 с.

53. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. – М.: Наука, 1979. 187 с.

54. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдавцев, А. П. Казак и др. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. Вып. 368. 221 с.

55. *Потапова Т. А.* Высокобарические метабазиты Западно-Войкарской зоны (Полярный Урал). Канд. автореф. – Свердловск, 1990.

56. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е., Телегина Т. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII, 2001.

57. *Прямоносов А. П., Бороздина Г. Н.* Первые находки конодонтов в устьконгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2006, № 3 (51). С. 49–52.

58. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: «Наука», 1979. 258 с.

59. *Ремизов Д. Н.* Островодужная система полярного Урала (петрология и эволюция глущинных зон). – Екатеринбург, 2004. 221 с.

60. *Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVII, 2009.
61. *Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XXI, XXII, 2009.
62. *Руженцев С. В., Аристов В. А.* Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. – М.: Наука, 1998. С. 25–41.
63. *Савельев А. А., Самыгин С. Г.* Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. – М.: Наука, 1979. С. 9–30.
64. *Савельева Г. Н., Щербаков С. Н., Денисова Е. А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника, 1980, № 3.
65. *Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.
66. *Савельева Г. Н., Суслов Р. В., Ларионов А. Н.* Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов // Геотектоника, 2007, № 3. С. 23–33.
67. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Канд. дис. – Сыктывкар, 1996.
68. *Самыгин С. Г.* Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. – М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
69. *Самыгин С. Г., Руженцев С. В.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // ДАН РФ, 2003, т. 392, № 2. С. 226–229.
70. *Сахновский М. Л., Цубин В. Э., Еришов О. Б.* Прогноз скрытого (погребенного) оруденения на основе комплексного моделирования рудных объектов // Прикладная геохимия. Вып. 5. Компьютерные технологии, 2004. С. 57–68.
71. *Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П.* и др. Объяснительная записка к Геоморфологической карте Урала. – Свердловск, 1981. 229 с.
72. *Сычев С. Н.* Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения палинктиорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Мат-лы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160–163.
73. *Сычев С. Н., Куликова К. В.* Зона западного контакта массива Хордьюс // Мат-лы I Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А. П. Карпинского, 24–27 февраля 2009 г. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С. 82–85.
74. Тектоническая история Полярного Урала / А. Н. Дибенко, С. А. Куренков, С. В. Руженцев. – М.: Наука, 2001. 191 с.
75. *Удоротина О. В., Кузнецов Н. Б., Матуков Д. И.* Возраст гранитоидов Янаслорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск: ЦНТИ, 2006. С. 135–142.
76. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.
77. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 319 с.
78. *Хаин Е. В., Федотова А. А., Ремизов Д. Н.* Новые данные о геологическом строении Войкаро-Сынинского мафит-ультрамафитового комплекса (уральская окраина Палеоазиатского океана) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – Иркутск, 2004. С. 137–140.
79. *Шинкарев Н. Ф., Григорьев С. И., Григорьева Л. В.* Специфические магматические ассоциации докембрия и их рудоносность. – СПб., 2003. 85 с.
80. *Шишкин М. А.* Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника, 1989, № 3. С. 86–95.

81. *Шишкин М. А.* Стратиграфия харотской свиты на юге Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. – Свердловск, 1990, С. 25–37.
82. *Шишкин М. А.* Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала // Канд. дисс. – Сыктывкар: Фонды ИГ КНЦ УрО РАН, 2003.
83. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XI, 2005.
84. *Щербаков С. А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. – М.: Наука, 1990. 119 с.
85. *Юдин В. В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.
86. *Язева Р. Г.* Комплекс параллельных даек Полярного Урала // Геотектоника, 1979, № 3. С. 49–57.
87. *Язева Р. Г., Бочкарёв В. В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
88. *Arth J. G.* Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application // J. Res. U. S. Geol. Surv., 1976, vol. 4, № 1–2. Pp. 41–47.
89. *Barnes S. J., Roeder P. L.* The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // Journal of Petrology. Vol. 42, № 12, 2001, Pp. 2279–2302.
90. *Boynnton W. V.* Cosmochemistry of Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. – Amsterdam, 1984. Pp. 63–114.
91. *Coleman R. G.* Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. – Berlin Springer, 1977. 229 pp.
92. *Crawford A. J., Cameron W. E.* Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985, № 91. Pp. 93–104.
93. *Godard M., Jousset D., Bodinier J.-L.* Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters, 2000, № 180. Pp. 133–148.
94. *Harlow G. E., Sorensen S. S.* Jade: Occurrence and metasomatic origin // The Australian Gemmologist, 2001, № 21. Pp. 7–10.
95. *Irvine, T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory // Canadian Journal of Earth Sciences, 1965, № 2, Pp. 648–671.
96. *Irvine, T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications // Canadian Journal of Earth Sciences, 1967, № 4, Pp. 71–103.
97. *Irvine T. N.* Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions-II. Origin of chromitite layers and similar deposits of the other magmatic ores // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975, № 39. Pp. 991–1020.
98. *Irvine T. N.* Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation // Geology, vol. 5, № 5, 1977. Pp. 273–277.
99. *Johannes W.* Am. J. Sci., 1969, № 267. Pp. 1083–1104.
100. *Kelemen P. B., Dick H. J. B., Quick, J. E.* Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // Nature, 1992, № 358. Pp. 635–641.
101. *Kelemen P. B., Shimizu N., Salters, V. J. M.* Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature, 1995, № 375. Pp. 747–753.
102. *Kitachara S., Takanouchi S., Kennedy G. C.* Phase relation in the system MgO–SiO₂–H₂O at the high temperatures and pressures // Amer. J. Sci., 1966, vol. 264. Pp. 223–233.
103. *Manning C. E.* Fluid composition at the blueschist-eclogite transition in the model system Na₂O–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–HCl // Schweizerisches Mineralogisches und Petrographisches Mitteilungen, 1998, vol. 78, № 2. Pp. 225–242.
104. *Marques J. C., Ferreira Filho C. F., Carlson R. W., Pimentel M. M.* Re-Os and Sm-Nd isotope and trace element constraints on the Origin of the chromite deposit of the Ipeúira–Medrado Sill, Bahia, Brazil // Journal of Petrology, vol. 44, № 4, 2003. Pp. 659–678.

105. *McDonough W. F.* and *S. Sun*, The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, № 120, 223–253.
106. *Nicolas A., Prinzhofer A.* Cumulative or residual origin for the transition zones in ophiolites, structural evidence // *Journal of Petrology*, 1983, № 24. Pp. 188–206.
107. *Parkinson I. J., Pearce J. A.* Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*, 1998, № 39. Pp. 1577–1618.
108. *Remizov D. N.* Genesis of plagiogranites as result of contamination // *Geol. Survey of Finland, Special Paper 8*. Helsinki, 1989.
109. *Remizov D. N., Pease V. L.* The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // *GSL Memoirs*, 2004. Vol. 30. Pp. 107–123.
110. *Sherpe M. R., Irvine T. N.* Malting relations of two Bushveld chilled margin rocks and implications for the origin of cromitite // *Am. Rep. Direct. Geoph. Labor. Carn. Inst.*, 1982–1983. Pp. 295–300.
111. *Sobolev A., Danyushevsky L. V.* Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *Journal of Petrology*, 1994, № 35. Pp. 1183–1211.
112. *Suen C. J., Frey F. A., Malpas J.* Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on Rare earth element geochemistry // *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, № 45. Pp. 337–348.
113. *Takazawa E., Okayasu T., Satoh K.* Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizh block) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, № 4. Pp. 1021.
114. *Zhou M.-F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z.* Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // *Journal of Petrology*, 1996, № 37. Pp. 3–21.
115. *Zhou M.-F., Robinson P. T., Malpas J., Stephen J. E., Qi L.* REE and PGE Geochemical Constraints on the Formation of Dunites in the Luobusa Ophiolite, Southern Tibet // *Journal of Petrology*, 2005, vol. 46, № 3. Pp. 615–639.

Фондовая

116. *Алимов В. Ю. (отв. исп.), Вахрушева Н. В., Уханов А. В.* и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка минералого-петрохимических критериев локализации различных типов хромитового оруденения в северной части Войкаро-Сынинского гипербазитового массива». – Свердловск, ИГ УрО АН СССР, 1990.
117. *Беляевских С. Г. (отв. исп.), Зайков В. В.* Отчет по производству поисковых работ на хромиты в южной части Войкаро-Сынинского гипербазитового массива (по работам 1976–1977 гг.). Воркута, ВКГРЭ, 1978.
118. *Боровский В. В., Клопов А. Л.* Определение перспективных уровней бокситонакопления карбонатных толщ восточного склона Приполярного и части Северного Урала методом изучения стратиграфии среднепалеозойских карбонатных образований. (Отчет по теме 613Д), Тюмень, 1977.
119. Геологическое строение территории листов Q-41-54-B (г); Г (в, г); -55-Г (в, г); -66-Б (а, б). Отчет Кокпельской ГПСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1965 г. Воркута, 1966.
120. *Водолазский А. И.* Результаты поисково-оценочных работ на участках проявлений меди и литохимических анаомалий. Воркута, 1969.
121. *Водолазский А. И., Енокян В. С.* и др. Фации и стратиграфия силурийских и нижнедевонских отложений западного склона Полярного Урала. Воркута, 1973.
122. *Войновский-Кригер К. Г.* Геологические исследования в бассейне рек Елец, Сарт-Ю и Кечьпель (Полярный Урал). Воркута, 1942.

123. *Галлулин И. З., Ремизов Д. Н., Григорьев С. И.* и др. Отчет по объекту «ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII (Восточно-Войкарская площадь)». Лабитнанги, ЯНАО, 2009.
124. *Генералов В. И.* и др. Поисковые работы на золото в пределах Войкаро-Щучинской зоны (Озерно-Пятиреченская площадь). Лабитнанги, 2008.
125. Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 (изд. 1-е), лист Q-41-XVI. Редукция Буге ($\delta_{пр} = 2,3 \text{ г/см}^3$) и ($\delta_{пр} = 2,67 \text{ г/см}^3$) / Авт. З. А. Яцкевич. Ред. А. Г. Верховцев. Ухта, УТГУ, 1977.
126. *Гранович И. Б.* и др. Отчет о результатах поисково-опробовательских работ на медь в верховьях рек Чигим-Харута, Харута, Восточный Погурей. (Отчет о работах Чигимской ПОП в 1959 г.) Воркута, 1960.
127. *Гуськов В. А., Колесник Л. С.* и др. Отчет «Изучение разрезов с целью биостратиграфического расчленения девон-каменноугольных баритоносных отложений Пальникско-Собского района Полярного Урала». Воркута, 1980.
128. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Терешко В. В.* Отчет по объекту «Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1 : 50 000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986–1989 гг.». Воркута, 1989.
129. *Евсеев К. П.* Отчет о результатах маршрутных редакционно-увязочных геологических исследованиях, произведенных в Лемвинском районе Полярного Урала в 1954–1955 гг. Коми-геолфонд, 1958.
130. *Еномян В. С.* и др. Отчет «Формации и главнейшие особенности геологического строения Тимано-Североуральского региона» (Окончательный отчет по теме). Комигеолфонд, 1976.
131. *Ефимов Ю. М., Рауш А. П., Богданова Н. В.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, выполненной на Хулгинской площади в 1980 г. Л., Ленинградская ГЭ ПГО «Севзапгеология», 1981.
132. *Ивановский В. С.* Изучение условий локализации благородных металлов (золото, платина) в медно-сульфидных зонах северной части Войкарского синклинория. Пос. Полярный, 2002.
133. Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал промышленный Урал полярный». Тюмень, 2006.
134. *Костюк Б. Ф., Нефедов В. А.* Отчет по работам Кокпельской ГСП за 1961–1964 гг. Ямало-Ненецкий террит. геол. фонд, № 652, 1964.
135. *Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Северо-Войкарской площади. Листы Q-41-XVI, XVII, Полярный Урал. Пос. Полярный, 2001.
136. *Куликов Г. Н., Блюм Э. А., Кроль Б. И.,* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на Лемвинской площади и северной части Предуральского передового прогиба (Коми АССР) в 1984 г. Л., Ленинградская ГЭ ПГО «Севзапгеология», 1986.
137. *Кучерина П. М. (отв. исп.), Попов И. И., Прямоносов А. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Войкарского синклинория, площади массива Рай-Из и его обрамления // Отчет Хараматолоуской партии по объектам: «Производство геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 площади массива Рай-Из и его обрамления. Листы Q-41-46-Б-г, В, Г; Q-41-47-А-а-3, 4, б-3, 4, в, г, В, Г; Q-41-48-А» и «Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-56-В-б, в, г, Г; Q-41-57-А, Б, В-а, Г-б и геологическое доизучение листов Q-41-56-А, Б, В-а; Q-41-57-В-б, в, г, Г-а, в, г в пределах северо-западной части Войкарского синклинория, проведенные в 1982–1991 гг.» Пос. Полярный, ПУГРЭ. 1991.
138. *Латыпов А. А., Тетерин Ю. К., Монто Р. М.* Отчет о работах магнитометрической партии в Приуральском и Шурышкарском районах Тюменской области в 1958 г. Тюмень, ПУ ГРЭ, 1959.
139. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (изд. 2-е). Отчет по объекту: «Составление Легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200» / М. А. Шинкин, В. Г. Криночкин и др. Воркута, 1998.

140. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (изд. 2-е). Отчет по объекту: «Актуализация Легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200» / М. А. Шишкин, Э. И. Иванова, Н. Е. Коробейникова и др. СПб., ВСЕГЕИ, 2009.
141. *Литовченко Н. И., Романенков В. А.* Результаты геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Q-41-68-Б, Q-41-69-А, Б, Q-41-57-В, Г. Полярный Урал (отчет по работам Янас-Лорской ПСП за 1961–1964 гг.). Тюмень, ПУ ГРЭ, 1964.
142. *Лютиков Н. В.* Рабочие материалы к отчету по объекту «Геологическое доизучение и ГГС масштаба 1 : 50 000 Восточно-Грубеинской и Харутской площадей на территории листов Q-41-65-В, Г; 66-В, Г; Q-41-76-А, Б, В, Г; 77-В» (рукопись, работы не завершены).
143. *Лютиков Н. В., Маслов И. А.* Отчет о результатах поисковых работ на бариты в северной части Лемвинской структурно-фациальной зоны и поисково-оценочных работ на Хойлинском месторождении баритов за 1977–1980 гг. Воркута, 1980.
144. *Лютиков Н. В., Фомин С. И.* Общие поиски баритов центральной части Лемвинской структурно-фациальной зоны за 1983–1984 гг. Воркута, 1984.
145. *Лютиков Н. В., Кузьмин М. И.* Отчет по объекту: «Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Кокпельской площади на территории листов Q-41-54-В (г), Г (в, г), 55-В (б, в, г), 65-Б (б, в, г), 66-Б и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-41-54-В (б), Г (а, б), 55-В (с)». Воркута, 1995.
146. *Лычаков В. А., Королева Т. Ф.* и др. Комплексная геолого-экономическая оценка минерально-ресурсного потенциала Полярного Урала. Пос. Полярный, Фонды Ямалгеолкома, 1992.
147. *Мартынов В. В., Юсупов Ш. А., Козлов Ф. А.* Отчет о работах Средневойкаро-Сынинской геофизической партии 613/74 на территории, подчиненной Воркутинскому горсовету Коми АССР, и в Ямало-Ненецком автономном округе Тюменской области. Ухта, Ухтинское ГГУ, 1975.
148. *Макарихин В. В., Гуренчук Г. П., Шалопанова Л. А.* Геологическое строение территории листа Q-41-56-Б (отчет Верхне-Лагортинской ГПСП по работам 1964 г., масштаба 1 : 50 000). Воркута, Фонды ПГО «Полярноуралгеология», 1965.
149. *Маслов М. А., Макарихин В. В.* Геологическое строение территории листов Q-41-55-В (б, г), Q-41-55-Г, Q-41-56-В, Q-41-67-Б (в, г), Q-41-68-А (а, б). Отчет Погурейской и Хордьюской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1964–1965 гг. Воркута, ВКГРЭ. 1966.
150. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Отчет по теме: «Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя». Воркута, 1977.
151. *Мельгунов А. Н., Водолазская В. П., Жданов А. В.* и др. Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследования. СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008.
152. *Овечкин А. М., Перевозчиков Б. В., Попов И. И.* и др. Поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сынинского гипербазитового массива. Отчет за 1985–1999 г. Пос. Полярный, АОТ ПУГПП, 1999.
153. *Перевозчиков Б. В., Овечкин А. М., Попов И. И., Батуев И. К.* Прогнозная оценка хромитонности гипербазитов Войкаро-Сынинского массива. Отчет по теме 52-т. Тюмень, ОАО «СибНАЦ», 2000.
154. *Перевозчиков Б. В.* и др. Отчет по теме «Оценка ресурсного потенциала хромовых руд района транспортного коридора Урал промышленный–Урал Полярный. Пермь, Пермский университет, 2005.
155. *Перевозчиков Б. В.* и др. Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал промышленный–Урал Полярный». Т. II. Хром. Тюмень, 2006.
156. *Песков Н. П.* Геологическое строение территории листов Q-41-67А (б, г), Б(а, в), В(б). Масштаб 1 : 50 000 (Отчет Погурейской ГПСП за 1963 г.). Воркута, 1964.

157. Подбелова Е. А., Харламов Ю. С., Швидак А. А., Орлова Р. П. Отчет о работах Уральской и Салехардской аэрогеофизических партий за 1964 г. Л., ЗГТ, экспедиция 4, Тюменский ТФГИ, № 2852, 1965.
158. Ремизов Д. Н. Палеозойская островодужная система Полярного Урала. Докт. дисс. Сыктывкар, 1999.
159. Ремизов Д. Н. Составление геохимических основ к Госгеолкарте-1000 третьего поколения по листам R-41; Q-39,40,41. Сыктывкар, 2003.
160. Риндзюнская Н. М. Отчет по объекту «Изучение процессов локализации россыпей в условиях Полярного Урала (масштабы 1 : 200 000–1 : 25 000)», г. Лабитнанги, 2004.
161. Савельев А. А. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-45-B(г), Г. Отчет Пайерской ГСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1965 г. Воркута, 1966.
162. Савельев А. А., Савельева Г. Н., Граудинь А. Э. Прогнозная металлогеническая карта Войкаро-Сынинского гипербазитового массива. Воркута, Комигеолфонд, № 4466, 1972.
163. Сафарова А. А. Отчет о результатах работ гравиметрической партии 42/65 в районе Приполярного и Полярного Урала в 1965 г. Тюмень, ТГУ, 1966.
164. Софронов Г. П. (отв. исп.). Хромитовые месторождения Войкарского ультраосновного массива. Отчет о работе Геологоразведочной партии ГРО Воркутстроя 1940 г. Геологоразведочная контора. Воркута, 1940.
165. Софронов Г. П. Отчет о работе Кер-Шорской геологоразведочной партии на Полярном Урале в 1942–1943 гг. – Геологоразведочная контора. Воркута, 1943.
166. Степанов А. Е., Прямоносов А. П. Опережающие геохимические поиски масштаба 1 : 200 000 в пределах Малоуральской площади (листы Q-41-XVII, XVIII). Екатеринбург, 2007.
167. Чащухин И. С. (отв. исп.), Алимов В. Ю., Вахрушева Н. В. Отчет о научно-исследовательской работе «Особенности вещественного состава хромитов и вопросы формирования гипербазитов северной части Войкаро-Сынинского массива». Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984.
168. Шапоров П. А., Чепкасова Т. В. и др. Отчет о результатах опережающих геофизических работ для обеспечения геофизической основой геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 на Ворчатинской площади за 1982–1986 гг. Пос. Полярный, 1986.
169. Шаранов И. В. Результаты поисковых и поисково-оценочных работ на хромиты (отчет Войкаро-Сынинской ГПП в 1964 г. Лист Q-41-XVI, XXI). Воркута, 1965.
170. Шишкин М. А., Дембовский Б. Я., Лапшин Н. В. и др. Отчет по объекту «Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Грубенской площади на территории листов Q-41-75-B, Г, 87-A, Б, В, Г». Воркута, 1988.
171. Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др. Отчет по объекту «ГДП-200 листов Q-41-XIX, XX (Пачвожско-Лемвинская площадь)». Воркута, Комигеолфонд, 2002.
172. Язева Р. Г., Бочкарёва В. В. Информационная записка: «О минерализации медно-порфирирового типа в андези-гранодиоритовой ассоциации Войкарской эвгеосинклинальной зоны Полярного урала», 1980.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных
ископаемых листа Q-41-XVI Государственной геологической карты
Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископа- емого и название ме- сторождения	Тип (К – ко- рренное)	Номер по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Химическое сырье Б а р и т					
I-3	1	Малохойлинское	К	[144]	Не разработано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), геофизических (ГФА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа Q-41-XVI 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 Железо				
II-4	34	Нижнелагортинское	[137]	П. Описание в тексте
III-3	3	Морковкинское-2	[135]	П. В габбро-пегматитах наблюдаются вкрапленники магнетита. Результаты химического анализа магнетитов: Feобщ – 62,38 %; FeO – 20,0 %; V ₂ O ₅ – 0,78 %; W – 0,02 %; TiO ₂ – 3,97 %
I-4	5	Географ	[18]	ПМ. В габбро-амфиболитах наблюдаются вкрапленники магнетита
I-4	69	3–381	[137]	ПМ. Титаномагнетитовое оруденение в уралитизированных габбро. Параметры оруденелой зоны 50–75 × 250 м. По данным микрозондового исследования, рудный представлен ванадиевым титаномагнетитом (TiO ₂ – 4,88 %, V ₂ O ₅ – 1,62 %). Отмечается тонкая вкрапленность сульфидов (до 1–2 %). Содержание рудных компонентов: Fe ₂ O ₃ – 10,7–14,0 %; FeO – 8,0–13,0 %, TiO ₂ – 0,8–1,3 %; V ₂ O ₅ – 0,11–0,15 %
II-3	13	875	[137]	ПМ. Вкрапленность титаномагнетитовая уралитизированных габбро
II-3	20	4–297	[137]	ПМ. Коренные выходы и развалы рудных габбро. Вкрапленность титаномагнетита – до 20 %, сульфидов – до 5 %. Параметры зоны рудных габбро не определены
II-3	21	4–296	[137]	ПМ. Эльвиально-делювиальные развалы рудных габбро. Вкрапленность титаномагнетита – до 20 %, сульфидов – до 5 %. Ширина развала – до 200 м
II-3	24	4–292	[137]	ПМ. Эльвиально-делювиальные развалы рудных габбро. Вкрапленность титаномагнетита и сульфидов – до 10–15 %. Ширина развала – до 150 м

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-3	27	4-304	[137]	ПМ. Уралитизированные габбро с вкрапленностью титаномагнетита (~ до 10 %) и пирита (до 6 %). Параметры зоны рудных габбро 20 × 100 м. Содержание рудных компонентов: Fe ₂ O ₃ – 8,48 %; FeO – 11,5 %, TiO ₂ – 1,64 %; V ₂ O ₅ – 0,19 %
II-3	28	4-311	[137]	ПМ. Зона вкрапленного титаномагнетитового оруденения в уралитизированных габбро. Параметры зоны рудных габбро 50-75 × 250-300 м. Количество титаномагнетита – до 10-15 %; сульфидов – до 1-2 %
II-3	30	4-305	[137]	ПМ. Рудные габбронориты. Параметры 50-75 × 250 м. Количество рудного – до 15-20 %. Содержание: Fe ₂ O ₃ – 11,6 %; FeO – 11,1 %, TiO ₂ – 2,76 %; V ₂ O ₅ – 0,11 %
II-3	32	1-528	[137]	ПМ. Среди элювиально-делювиального развала уралитизированных габбро отмечаются рудные габбро, судя по незначительной аномалии ΔТ – от 200 до 500 нТл, параметры оруденелой зоны 100 × 300 м. Содержание рудного – до 10-15 %. С титаномагнетитом часто ассоциирует пирит (до 3-5 %). В руде содержание компонентов: Fe ₂ O ₃ – 5,5-5,7 %; FeO – 11,1-11,3 %; TiO ₂ – 1,3-1,4 %; V ₂ O ₅ – 0,15-0,1 %
II-4	11	1-584	[137]	ПМ. Коренные выходы и развалы рудных габбродиабазов. Тонкая вкрапленность титаномагнетита заполняет межзерновые пространства. Содержание рудного – до 10-15 %. Содержание компонентов: Fe ₂ O ₃ – 4,7 %; FeO – 11,8 %, TiO ₂ – 1,14 %; V ₂ O ₅ – 0,12 %. Параметры зоны рудных габбродиабазов ~ 50 × 500 м
II-4	13	1-583	[137]	ПМ. Развалы и коренные выходы мелкозернистых рудных габброноритов. Параметры рудной зоны – 50 × 500 м. Содержание рудного – до 7-10 %. По данным микрозондового исследования, рудный – ванадиевый магнетит (TiO ₂ 0,89 %; V ₂ O ₅ 2,37 %). В руде содержание компонентов: Fe ₂ O ₃ 3,8-4,4 %; FeO 12,2-12,6 %, TiO ₂ 1,14-1,22 %; V ₂ O ₅ 0,11-0,22 %
II-4	20	3-400	[146]	ПМ. Вкрапленность титаномагнетита в уралитизированных габбро
II-4	27	4-229	[146]	ПМ. Зона вкрапленного титаномагнетитового оруденения

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	33	1-453	[137]	ПМ. Среди элювиально-делювиальных развалов уралитизированных габбро на площади 50×100 м. Содержание рудного – до 10–20%. В руде содержание компонентов: Fe_2O_3 7,33–13,92%; FeO 11,55–12,84%, TiO_2 1,3–1,8%; V_2O_5 1,4–0,20%
II-4	36	2-354	[137]	ПМ. Вкрапленное титаномагнетитовое оруденение в уралитизированных габбро. Содержание рудного – до 15%, отмечается редкая вкрапленность пирита
II-4	39	1-459	[137]	ПМ. Зона вкрапленного титаномагнетитового оруденения в уралитизированных габбро. При ширине до 50–70 м фрагментарно прослежена по простиранию на 100–150 м
II-4	42	1-472	[137]	ПМ. Вкрапленное титаномагнетитовое оруденение уралитизированного габбро среди тоналитов-кварцевых диоритов. Параметры блока 750×300 м. Наиболее заметное оруденение, судя по наличию магнитометрических аномалий ΔT величиной 100 нТл, локализовано в двух субпараллельных зонах с параметрами 250×50 м. Содержание рудного – до 10–15%. Содержание рудных компонентов: Fe_2O_3 – 5,01%; FeO – 10,21%, TiO_2 – 1,2%; V_2O_5 – 0,15%
II-4	44	1-505	[137]	ПМ. Уралитизированное габбро с вкрапленностью титаномагнетита (до 7–15%)
III-3	4	Морковскинское-3	[135]	ПМ. Магнетитовое оруденение на склоне высоты 706 м. В габбропегматитах наблюдаются неправильной формы скопления и многочисленные жилки магнетита мощностью до 5 см. В раздувах мощность жилок достигает 10 см
III-4	12	1584	[160]	ПМ. Описание в тексте
IV-2	5	Кабанцевский	[135]	ПМ. Зона вкрапленного титаномагнетитового оруденения
II-3	11	Река Бол. Лагорта	[135]	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Гл. Железо
II-4	30	Река Лагортаю	[135]	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Гл. Железо
II-4	38	Гора Седъиз	[135]	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Гл. Железо

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Ш-4	31	Янаслор	[135]	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
Х р о м				
I-3	9	Хойлинское	[152]	П. Описание в тексте
I-3	11	Хойлинское-II	[152]	П. Три зоны вкрапленных со шлирами сплошных хромитовых руд в крупном дунитовом блоке. Простираение зон северо-восточное, протяженность – до 30–40 м, мощность – до 0,9–1,3 м. Руды от убого-редко- до густовкрапленных и сплошных; мелкозернистые, рябчиковой или маковой текстуры. Содержание Cr_2O_3 в руде: 1-я зона – 27,6%; 2-я зона – 42,2%; 3-я зона – 29,8%; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – до 55,71%
I-3	13	Хойлинское-I	[152]	П. В крупном дунитовом блоке вскрыты канавами две рудные зоны и линза вкрапленных до сплошных хромитовых руд. Простираение рудных зон и тел северо-восточное, протяженность – до 7–20 м, мощность – до 2 м. Руды мелкозернистые от маковых убоговкрапленных до сплошных, отмечаются нодулярные. В руде: Cr_2O_3 – от 23,39 до 44,45%; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 51,85–57,00%
I-4	9	Левокечпельское-II	[152]	П. Описание в тексте
I-4	10	Левокечпельское-I	[152]	П. Описание в тексте
I-4	13	Левокечпельское-III	[152]	П. На участке 150 × 800 м прослежены одно пластообразное и два неправильно линзовидных тела хромитов с параметрами: 1,5 × 500 м; 0,9 × 40 м; 1,7 × 30 м. Руды преимущественно густовкрапленные и сплошные. В руде: Cr_2O_3 – от 23,99 до 31,88%; Al_2O_3 – от 14,85 до 19,07%; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – от 36,38 до 40,01%; Al_2O_3 – от 25,65 до 26,32%
I-4	21	Кечпельское-II	[152]	П. В зоне длиной 1,4 км, шириной до 0,3 км вскрыто канавами и подбурено скважинами 13 рудных тел мощностью 0,9–2 м, длиной 50–690 м. Прогнозные ресурсы (P_1) составили 1529 тыс. т при среднем содержании Cr_2O_3 – 22,37%. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелиде – 55,33–57,07%
I-4	25	Кечпельское-I	[152]	П. Описание в тексте
I-4	37	42	[152]	П. Зона вкрапленных хромитов со шлирами сплошных в крупном теле дунитов. Мощность

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				хромитоносной зоны – до 8–10 м, протяженность – до 250 м. В руде: Cr_2O_3 по борздовым пробам 36,83–44,69 %; по штуфным пробам 21,87–46,28 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 53,76 %; f – 2,4; в пробирном анализе: Ag – 4,4 г/т; Au – 0,04 г/т; Pt – 0,02 г/т
I-4	43	48	[152]	П. Пластообразное тело хромитов в гарцбургитах. Протяженность 180 м, мощность – от 5 до 21 м в среднем – 14,0 м. Руды редко-среднекрупные с обособлениями сплошных руд. В руде: Cr_2O_3 – до 31,65 % средневзвешенное – 14,85 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – от 33,47 до 38,53 %; Al_2O_3 – от 29,13 до 32,29 %
I-4	54	52	[162]	П. Трубообразное тело хромитов в гарцбургитах длиной 10 м, мощностью 5 м. Руды от редко до густокрупных, нодулярные пятнистые. Контакты вертикальные. В руде: Cr_2O_3 – до 31,65 %, средневзвешенное – 26,30 %
I-4	63	4099	[152]	П. Описание в тексте
II-2	6	Малоголгортинское	[137]	П. Описание в тексте
II-2	9	Софроновское-IV	[158]	П. Описание в тексте
II-3	2	Верхнелагортинское	[152]	П. Описание в тексте
II-3	5	Л 4–439	[152]	П. В пегматоидных метаморфизованных дунитах хромитового оруденения с общими параметрами 30 × 100 м. Руды полосчатые, от крупных до сплошных, среднезернистые полосчатые. В руде: Cr_2O_3 – 46,91 %; Ru – 0,28 г/т. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 52,99 %; Al_2O_3 – 11,55 %; f – 2,32
II-3	8	Большелагортинское-I	[137]	П. Описание в тексте
II-3	9	Большелагортинское-II	[137]	П. Описание в тексте
II-3	17	Кэршорское	[152]	П. Описание в тексте
II-3	23	Софроновское-I	[152]	П. Описание в тексте
II-3	25	Софроновское-II	[155]	П. Описание в тексте
II-4	4	673	[153]	П. Описание в тексте
II-4	6	Лагортинское	[152]	П. Описание в тексте
II-4	15	602	[152]	П. Тело хромитов линзовидной формы длиной 20 м, шириной 1–3 м в краевых дунитах. Руда редко-среднекрупная пятнистая, оvoidная и

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				неяснополосчатая, мелко-среднезернистая. Цемент клинопироксеновый. Встречаются прожилки уваровита. В руде: Cr_2O_3 – 8,48–14,02 % по штуфным пробам до 45,17 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 40,56–41,96 %; Al_2O_3 – 24,74–26,41 %
II-4	16	121	[152]	П. Жильные тела хромитов в гарцбургитах. Мощность тел – от 0,5 до 1,3 м, протяженность – 50 м. Оруденение с дунитовой оторочкой. Руды средневкрапленные, мелко-среднезернистые. В руде: Cr_2O_3 – 22,0–25,0 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 37,09–47,48 %. Штуфная проба ШО–117 ⁶ в т.н. 117 (делювиальный развал (30 × 350 м) редко-густовкрапленных и сплошных хромитовых руд) показала следующее содержание – Pt – 0,22 г/т; Pd – 0,35 г/т; Ru – 0,11 г/т
II-4	17	615	[152]	П. Рудный выход в виде неправильного треугольника длиной 22 м и шириной до 13 м в краевых дунитах. Руды редко-средневкрапленные, мелкозернистые, суборбиккулярные. В руде: Cr_2O_3 – 14,11–29,85 %; среднее 24,1 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 36,21–37,31 %; Al_2O_3 – 26,57–29,84
II-4	22	Софроновское-III	[152]	П. Описание в тексте
III-1	6	79	[162]	П. В дунитах оруденение включает четыре мелких тела хромитовых руд на участке 350 × 150 м. Форма рудных тел линзовидная; длина по простиранию – 2,1–5,7 м, мощность – 1,5–2,8 м. Азимуты падения отдельных рудных тел изменяются в широких пределах: 285–5°, угол пад. – 70–80°. Руды мелкозернистые, средне-густовкрапленные (масс. %): Cr_2O_3 10,00–34,10 (среднее 17,32); FeO' 8,64–13,50 (среднее 11,3)
III-2	11	Лабогейское-I	[162]	П. Оруденение представлено одним телом хромитовых руд. Длина по простиранию – 30 м, мощность – 3 м. Залегание рудного тела: аз. пад. – 130°, угол пад. – 75–80°, вниз по склону от рудного тела – полоса рудных высыпок шириной 10–35 м, протяженностью 300 м. Руды мелкозернистые, густовкрапленные с содержанием Cr_2O_3 37,08–42,04 масс. % (среднее 41 %); FeO 14,40–15,80 %. Степень метаморфизма – слабая. Хромшпинель (масс. %): Cr_2O_3 – 50,42, Al_2O_3 – 14,78

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-2	13	Лабогейское-II	[162]	П. Описание в тексте
III-2	15	Лабогейское-IV	[149]	П. Оруденение представляет собой развал хромитов протяженностью около 70 м в субмеридиональном направлении и шириной до 15 м. Содержание Cr_2O_3 в руде – 39,62 масс. %; Al_2O_3 – 21,60 масс. %; FeO' – 24,80 масс. %
III-2	16	Лабогейское-III	[149]	П. Описание в тексте
III-2	17	Лабогейское-VI	[135]	П. Среди гарцбургитов и дунитов развал хромитов. Протяженность развала – 70 м, ширина – до 15 м. С содержанием в руде: Cr_2O_3 – 39,62 %; Al_2O_3 – 21,60 %; FeO – 24,8 %
III-2	19	Лабогейское-V	[135]	П. В теле дунитов среди гарцбургитов ряд линз и жил хром-магнетитовых руд. Содержание компонентов: Cr_2O_3 – от 2–7,2 % до 22,35 %; FeO – от 10–20,2 % до 39,6 %; Ag – 1,6–2,0 г/т; Au – 0,066 г/т
III-2	21	Лабогейское-VII	[135]	П. В теле дунитов среди гарцбургитов ряд линз и жил хром-магнетитовых руд. Линзы и жилы мощностью до 0,5–0,6 м ветвятся, в отдельных случаях пересекаются, иногда имеют веерообразную форму. Руды сплошные. Содержание компонентов: Cr_2O_3 – 20,06–25,65 %; FeO – 28,80–31,40 %, Ag – 1,8 г/т, Au – 0,006 г/т
III-2	22	74а	[162]	П. Хромитовые руды жильной формы длиной по простиранию – 10 м, мощностью – 1,0 м. Руды мелко-среднезернистые, густовкрапленные с содержанием Cr_2O_3 – 26,00 масс. %; FeO' – 10,0 масс. %. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (масс. %): Cr_2O_3 – 32,74; Al_2O_3 – 34,56
III-2	24	139	[135]	П. Механический ореол рассеяния хромитов среди гарцбургитов с жилами дунитов. Простирание 180°. Вдоль склона длина 350 м, ширина 12 м. Руды сплошные
III-2	25	74	[135]	П. В гарцбургитах вскрыта жила хромитов. Руды густовкрапленные, мелкозернистые. Контакты резкие. Мощность жилы – 1 м, протяженность – 10 м. Содержание компонентов в руде: Cr_2O_3 – 26 %; FeO – 10 %; Ag – 2,0 г/т; Au – 0,006 г/т, в монофракции х/ш: Cr_2O_3 – 32,74 %; Al_2O_3 – 34,56 %; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – 2,2
III-2	33	Верхнепогурейское	[162]	П. Оруденение включает одно, частично вскрытое канавами тело хромитовых руд линзо-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				видной формы, предполагаемая протяженность рудного тела – 100–105 м. Длина по простиранию – 46,5 м (прослеженная), мощность – 28 м, аз. пад. – СВ 40, угол пад. – 78–80. Контакты резкие с серпентиновой оторочкой 2–3 см. Руды густовкрапленные, редковкрапленные, средневкрапленные с содержанием Cr_2O_3 – 11,50–34,10 масс. % (среднее 19,0). Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (масс. %): Cr_2O_3 – 42,01; Al_2O_3 – 26,90
IV-2	1	Среднепогурейское	[162]	П. Оруденение включает одно линзовидное тело вкрапленных хромитовых руд линзовидной формы длиной более 55 м, мощностью 2,6 м. Руды вкрапленной, полосчатой, рябчиковой текстуры с содержанием Cr_2O_3 4,24–11,08 масс. % (среднее 6,95)
IV-2	2	Южно-Погурейское	[162]	П. Описание в тексте
IV-2	4	82	[162]	П. Оруденение включает одно тело хромитовых руд линзовидной формы длиной 28,4 м, мощностью 0,8–1,5 м с аз. прост. – 50–55, падение вертикальное. Руды средне-, густовкрапленные, с обособлениями сплошных с содержанием Cr_2O_3 – 19,53–25,58 масс. %. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (масс. %): Cr_2O_3 – 32,43; Al_2O_3 – 30,41
I-3	5	4254	[152]	ПМ. Зона шлирово-полосчатого хромитового оруденения (0,5–3,0 × 35 м) в небольшом теле дунитов среди гарцбургитов. Азимут падения зоны – 320°, угол – 75°. В руде: Cr_2O_3 – 24,96–29,25 %
I-3	7	372	[152]	ПМ. Фрагмент рудного тела в дунитах, предположительно линзовидной формы, средневкрапленных хромитов. Видимые параметры – 0,4 × 3,0 м. Контакты уступчатые, резкие. В руде: Cr_2O_3 – 46,05 %; Al_2O_3 – 12,5 %
I-3	8	2012	[152]	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал (50 × 400 м) хромитов. В руде: Cr_2O_3 – по бороздовой пробе – 40,26 %; по штуфной пробе – 28,01 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – по бороздовой пробе 58,46 %; Al_2O_3 – 8,71 %
I-3	10	21	[152]	ПМ. Делювиальный развал убого-редковкрапленных хромитов длиной 300 м, шириной 50 м. Руды метаморфизованы, размер обломков 5–10 см, редко до 20 см. В руде Cr_2O_3 – 8,34 %

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	14	332	[152]	ПМ. В небольшом дунитовом теле среди гарцбургитов струйчато-вкрапленное хромитовое оруденение 0,2–0,4 × 10 м. Хромиты убого-редковкрапленные, мелко-среднезернистые. Азимут падения 60°, угол 50–60°. Развал (50–150 м) убого-средневкрапленных хромитов. В штуфной пробе пробирным анализом установлено наличие платиноидов: Pt – 0,15 г/т; Pd – 0,08 г/т; Rh < 0,04 г/т. В руде: Cr ₂ O ₃ – 10,07–31,65 %
I-3	16	3028	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал средне-густовкрапленных хромитов длиной 150–200 м, шириной 5–30 м. Развал насыщенный. Размер обломков – до 0,3 м, вмещающие породы – образования дунит-гарцбургитовой ассоциации с дунитовой составляющей до 30 %. Руды хлоритизированы. В руде: Cr ₂ O ₃ – 29,71 %; Al ₂ O ₃ –12,14 %
I-3	17	2018	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал убого-редковкрапленных руд длиной до 150 м, шириной 30 м. Размер обломков – до 0,6 м, руды метаморфизованы. В руде: Cr ₂ O ₃ – 13,55 %.
I-3	18	3023	[152]	ПМ. В стенке глыбы гигантозернистых дунитов площадью до 3 м ² , шлиры редковкрапленных хромитов. Мощность шлиров – 5–7 см, длина – до 1 м. В руде: Cr ₂ O ₃ – 28,14 %
I-3	19	34	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал густовкрапленных хромитов в поле пород дунит-гарцбургитовой ассоциации с дунитовой составляющей до 30 %. Параметры развала – 3 × 90 м. В руде Cr ₂ O ₃ – 33,75 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 47,70 %; Al ₂ O ₃ – 16,64 %
I-3	20	3024	[152]	ПМ. Высыпки сплошных хромитов среди образований дунит-гарцбургитовой ассоциации. Простираение северо-восточное. Ширина – от 2 до 20 м. В руде: Cr ₂ O ₃ – 33,80 %
I-3	21	55	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (шлейф) нодулярных и петельчатых хромитов; параметры 10 × 15 м. Вмещающие породы – образования дунит-гарцбургитовой ассоциации. В руде: Cr ₂ O ₃ – 31,66–33,48 %. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 50,01 %; Al ₂ O ₃ – 13,79 %
I-3	22	2029	[152]	ПМ. Делювиальный развал средне-густовкрапленных хромитовых руд длиной 250 м,

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				шириной 150 м. Обломки – до 0,8 м. Руды метаморфизованы, хлоритизированы. В руде: Cr_2O_3 – 29,2 %
I-3	23	819	[152]	ПМ. Развал полосчатой бедновкрапленной руды в дунитах; параметры 10 × 20 м
I-3	24	2025	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал 10 × 40 м редковкрапленных хромитов, мелкозернистых сильно хлоритизированных. В руде: Cr_2O_3 – 16,64 %
I-3	25	1094	[162]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал средне-густовкрапленных хромитов в войкаритах
I-3	26	34	[152]	ПМ. Делювиальный развал средневкрапленных метаморфизованных хромитов в дунитах. Параметры: 5–10 × 100 м. В руде: Cr_2O_3 – 37,14 %
I-3	27	804	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал полосчатой вкрапленной хромитовой руды в небольшом теле дунитов. Параметры развала 10 × 10 м
I-3	28	2009	[152]	ПМ. Делювиальный развал (10–20 × 150 м) средне-густовкрапленных хромитов в поле дунитов. В руде: Cr_2O_3 – 31,92 %
I-3	29	1–733	[137]	ПМ. Руды полосчатые, струйчато-полосчатые, шлировые, в развалах тела дунитов, мощность полосок 1–5 см. Руды сплошные, густовкрапленные мелкозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 42,94 %; Al_2O_3 – 13,57 %
I-3	30	176	[152]	ПМ. Линзообразное пологопадающее тело массивных хромитов в гарцбургитах. Параметры 1 × 10 м. Хромиты с серпентинитовой оторочкой
I-4	1	1666	[152]	ПМ. Элювиальный развал хромитов (2 × 2 м) сплошных, крупнозернистой структуры среди гарцбургитов
I-4	2	1–299	[137]	ПМ. Редкие крупные (до 0,5–0,6 м) обломки средне-густовкрапленных хромитов среди поля дунитов
I-4	4	2205	[152]	ПМ. Богатый развал хромитов средне-густовкрапленных до сплошных. Параметры 10 × 20 м. Обломки – до 0,8 м, часто в контакте с дунитами. Развал среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 36,82 %

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	6	2108	[152]	ПМ. Развал редко-среднекрупной хромитовой руды среди дунитов. Руды хлоритизированы. В руде: Cr_2O_3 – 19,57 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 47,2 %
I-4	7	4065	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 31,97 %; Al_2O_3 – 21,94 %
I-4	11	4018	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов среди гарцбургитов. Руды среднегустокрупные, до сплошных. В руде: Cr_2O_3 – 40,79 %; Al_2O_3 – 22,52 %. В штучной пробе: Ag – 11 г/т; Au – 0,26 г/т; Pt – 0,18 г/т
I-4	12	3203	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов среди образований дунит-гарцбургитовой ассоциации. Руда густокрупная. В руде Cr_2O_3 – 37,32 %
I-4	14	4061	[152]	ПМ. Уплотненное тело хромитов в гарцбургитах. Руды густокрупные до сплошных. В руде: Cr_2O_3 – по бороздовой пробе – 21,27 %, по штучной – 23,12 %; Al_2O_3 – 32,76 %
I-4	15	4057	[152]	ПМ. Развал хромитов убого-густокрупных в пределах дунитового тела. В руде: Cr_2O_3 – 42,45 %
I-4	16	4050	[152]	ПМ. Бедный элювиально-делювиальный развал хромитов среди образований дунит-гарцбургитовой ассоциации. Руда средне-густокрупная. В руде: Cr_2O_3 – 28,07 %
I-4	17	184	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал убого-редкокрупных хромитов. В руде: Cr_2O_3 – 29,40 %; f – 2,4; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 54,06 %; f – 2,1
I-4	18	4069	[152]	ПМ. Богатый элювиально-делювиальный развал хромитов среди образований дунит-гарцбургитовой ассоциации. Руда густокрупная, крупнозернистая, массивная. В руде: Cr_2O_3 – 26,10 %; Al_2O_3 – 24,68 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 42,52 %; Al_2O_3 – 26,33 %
I-4	19	5	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов среди дунитов и гарцбургитов нерасчлененных. Руда крупная: в руде: Cr_2O_3 – 22,5 %; f – 1,65 %

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	20	3240	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов длиной 40 м, шириной 4 м. Руда густовкрапленная. В руде: Cr_2O_3 – 18,72 %; f – 2,2
I-4	22	183а	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал убого-редковкрапленных хромитов, мелкозернистых. В руде: Cr_2O_3 – 19,47 %
I-4	23	3192	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов 80 × 250 м среди войкаритизированных пород. Руда редко- до густовкрапленной. В руде: Cr_2O_3 – 14,7 %; f – 1,7. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 44,49 %; f – 1,63
I-4	24	4021	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал 2 × 40 м, среди войкаритизированных пород. Руда редко- до густовкрапленной. В руде: Cr_2O_3 – 14,7 %; f – 1,7; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 44,49 %; f – 1,63
I-4	26	42	[152]	ПМ. Жилообразное тело редковкрапленных хромитов, видимой мощностью 0,5 м, длиной 7–8 м среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 18,00 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 48,01 %
I-4	27	2082	[152]	ПМ. Жилообразное тело хромитов 1,5 × 30. Хромиты густовкрапленные и сплошные. В руде: Cr_2O_3 – 32,9–44,5 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,38 %; Al_2O_3 – 25,72 %
I-4	28	4067	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (2 × 20 м) средне-густовкрапленных хромитов среди войкаритизированных гарцбургитов
I-4	29	3176	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (4–25 × 90 м) убого-среднекрапленных хромитов в поле войкаритов. В руде: Cr_2O_3 – 22,60 %
I-4	30	3175	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (5–7 × 170 м) убого-редковкрапленных хромитов в поле гарцбургитов
I-4	31	182	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (10 × 100 м) хромитов среди войкаритов. Руда средне-густовкрапленная, мелко-среднезернистая. В руде: Cr_2O_3 – 27,96 %; Al_2O_3 – 20,93 %
I-4	32	1619	[152]	ПМ. Несколько жилообразных тел редко-среднекрапленных хромитов мощностью 0,1–0,3 м, длиной 1,0–1,5 м в теле дунитов. Азимут падения – 50°, угол – 30°. В руде: Cr_2O_3 – 22,18 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,09 %; f – 1,32

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	33	366	[152]	ПМ. Линзообразная залежь хромитов в дунитах. Параметры 4,4 × 10 м, простирание субширотное. Оруденение убого-редковкрапленное, струйчатое, струйчато-полосчатое. В руде: Cr ₂ O ₃ – 8,34–20,88 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 53,84 %; f – 2,7
I-4	34	K-66	[137]	ПМ. Линзовидные прослои и мелкие шлиры хромитов (мощностью 10–15 см) в теле дунитов. Руда густовкрапленная, сплошная
I-4	35	209Г	[152]	ПМ. Делювиальный развал редко-средне-вкрапленных хромитовых руд (150 × 300 м) в поле войкаритов. В руде: Cr ₂ O ₃ – 23,09 %; Al ₂ O ₃ – 26,05 %
I-4	36	4261	[152]	ПМ. Зона шлировых выделений хромитов в дунитах. Мощность – 0,15–0,20 м, длина – 20 м. Оруденение убого-редковкрапленное
I-4	38	4271	[152]	ПМ. Зона шлировых выделений хромитов в дунитах. Мощность 0,1–0,4 м, длина 2,5 м. Руда средне-густовкрапленная, мелко-среднезернистая хлоритизированная. В руде: Cr ₂ O ₃ – 39,0 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 55,97 %, f – 2,09. Пробирным анализом в хромитах установлены платиноиды: Pt – 0,14 г/т; Pd – 0,18 г/т
I-4	39	177	[152]	ПМ. Делювиальный развал убого-средне-вкрапленных хромитов (20 × 400 м) среди войкаритизированных гарцбургитов. В руде: Cr ₂ O ₃ – 22,47 %; Al ₂ O ₃ – 20,31 %
I-4	40	1506	[152]	ПМ. Линейная зона хромитов в небольшом теле дунитов среди гарцбургитов. Оруденение в виде линз, шлиров, гнезд редковкрапленных и сплошных хромитов. Протяженность – 60–70 м, мощность 2–5 м. В руде: Cr ₂ O ₃ – 37,28 %
I-4	41	23	[152]	ПМ. Струйчато-шлировое хромитовое оруденение в дунитовом теле. Шлиры редко-густовкрапленных хромитовых руд образуют рудные тела мощностью от 0,2 до 1 м, длиной до 5–20 м. Протяженность зоны – до 100 м. В руде: Cr ₂ O ₃ – 16,89 %; f – 1,2
I-4	42	204	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал сплошных хромитов длиной 300 м и шириной 1–10 м, среди нерасчлененных дунитов и гарцбургитов с дунитовой составляющей до 30 %. В руде: Cr ₂ O ₃ – 37,13 %

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	44	220	[152]	ПМ. Бедный развал густовкрапленных и сплошных хромитов, средне-крупнозернистых, среди гарцбургитов вблизи крупного тела дунитов. В руде: Cr_2O_3 – 36,81 %; Al_2O_3 – 25,70 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,90 %; Al_2O_3 – 28,4 %
I-4	45	4281	[152]	ПМ. Бедный развал 400×700 м убого-редковкрапленных хромитовых руд среди гарцбургитов с дунитовой составляющей до 30 %. Оруденение представлено шлирами, сгустками и вкраплениями общей мощностью (видимой в обломках) до 1,0 м
I-4	46	226	[137]	ПМ. Делювиальный развал 20×150 м густовкрапленных и сплошных хромитов среди нерасчлененных дунитов и гарцбургитов с дунитовой составляющей до 30 %. В руде: Cr_2O_3 – 28,9 %; Al_2O_3 – 16,6 %
I-4	47	1055	[152]	ПМ. Развал сплошных хромитовых руд среди моренных отложений. В руде: Cr_2O_3 36,34 – 40,48 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,99 %
I-4	48	96	[152]	ПМ. Жила хромитов ($0,4 \times 2,0$ м) с дунитовой оторочкой среди гарцбургитов. Хромиты полосчатые, мелко-среднезернистые. В руде: Cr_2O_3 – 25,09 %; f – 1,9
I-4	49	232	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал сплошных хромитов, средне крупнозернистых в крупном теле дунитов. В руде: Cr_2O_3 – 39,49 %; Al_2O_3 – 25,42 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 41,24 %; Al_2O_3 – 26,51 %
I-4	50	231	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал убого-редковкрапленных хромитов длиной 250 м, шириной 10 м среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 33,85 %; Al_2O_3 – 15,0 %
I-4	51	206	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал сплошных хромитовых руд длиной 250 м, мощностью 1–10 м среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 50,22 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 52,06 %; f – 2,81
I-4	52	866	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (15×200 м) убого-редковкрапленных хромитовых руд среди гарцбургитов с дунитовой составляющей до 20 %. Руды шлировые, мощность

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				шлиров – до 2,5 см. В руде: Cr_2O_3 – 12,56–36,75 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 45,35 %
I-4	56	1131	[152]	ПМ. Линзообразное тело (4,5 × 7,0 м) густовкрапленных и сплошных хромитов с прожилками клинопироксенитов в дунитовом теле среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 35,0–39,90 %
I-4	57	239	[152]	ПМ. Делювиальный развал (2,0 × 30 м) средне-густовкрапленных хромитов среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 28,52 %; Al_2O_3 – 24,70 %
I-4	58	283	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (5–150 × 1200 м) сплошных, крупнозернистых хромитов среди обогащенных дунитами (до 30 %) гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 29,87–32,95 %
I-4	59	55	[162]	ПМ. Жила хромитов в гарцбургитах (0,8 × 40 м). Хромиты сплошные. В руде: Cr_2O_3 от 37,77 до 41,32 %
I-4	61	4101	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (10 × 200 м) убоговкрапленных хромитовых руд среди дунитов и гарцбургитов нерасчлененных. В руде: Cr_2O_3 – 8,42 %
I-4	62	17	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (10 × 60 м) средне-густовкрапленных хромитов среди гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 29,15 %
I-4	65	1016	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный густовкрапленных и сплошных, крупнозернистых хромитов в гарцбургитах. В руде: Cr_2O_3 – 32,04 %; Al_2O_3 – 23,05 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 37,32 %; Al_2O_3 – 30,15 %
I-4	66	1241	[152]	ПМ. Тело сплошных-густовкрапленных хромитовых руд, мощностью 1,4 м, длиной 3 м. В руде: Cr_2O_3 – 35,75 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 37,93 %; Al_2O_3 – 30,35 %
I-4	67	279	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал редко-средне-густовкрапленных хромитов среди войкаритов. Размеры богатой части развала в вершине 10 м ² . В руде: Cr_2O_3 – 23,06 %; Al_2O_3 – 18,72 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,42 %; Al_2O_3 – 28,82 %
I-4	68	3104	[152]	ПМ. Богатый элювиально-делювиальный развал метаморфизированных средне-густовкрапленных хромитов среди войкаритизированных гарцбургитов. В руде: Cr_2O_3 – 32,44 %; f – 2,4

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	70	3101	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал редко-среднекрупных хромитов среди войкаритов. В руде: Cr_2O_3 – 19,41
I-4	71	121	[152]	ПМ. Два жилообразных тела хромитов мощностью до 1,5 м с дунитовыми оторочками до 1–2 м. Руды метаморфизованные, средне-густокрупные, среднезернистые. В руде: Cr_2O_3 – 23,06 %; Al_2O_3 – 0,24 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 36,80 %; Al_2O_3 – 29,49 %
II-2	4	Л 4–422	[137]	ПМ. В пределах тела дунитов шлирово-струйчатое хромитовое оруденение в виде неправильных тонких прожилков тонко-мелкозернистого хромита от вкрапленного до сплошных. Отмечаются трещины, выполненные плотным агрегатом мелкошуйчатого зеленого хлорита (пеннина) участками с гнездами крупнолистоватого
II-2	5	1–648	[137]	ПМ. В дунитах отмечаются прожилково-шлировые выделения хромитов. Руды густокрупные до сплошных мелко-тонкозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 59,92 %
II-2	8	14–419	[137]	ПМ. Обломки дунитов со шлирово-вкрапленным хромитовым оруденением. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 59,45 %; при опробовании получены значения Pt – 1,5 г/т
II-3	1	86	[152]	ПМ. Элювиальный развал убого-среднекрупных хромитов. Руды мелко-среднезернистые неясно полосчатые. Мощность тела 1–2 м, протяженность до 15 м. Простираение СВ. В руде: Cr_2O_3 – 20,31–23,71 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 40,18 %; Al_2O_3 – 24,14 %
II-3	3	106	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал густокрупных и сплошных тонкозернистых хромитов. Параметры развала 2 × 3 м. Руды метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 48,34 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 58,53–59,54 %. Получены анализы проб по Pt – 0,25 г/т
II-3	4	77	[152]	ПМ. Делювиальный развал хромитов среди войкаритизированных гарцбургитов с дунитовой составляющей до 10 %. Руда от редко- до густокрупной, метаморфизованная, рассланцованная. В руде: Cr_2O_3 – 31,92 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	6	70	[152]	ПМ. В крупном теле пегматоидных метаморфизованных дунитов среди войкаритов, элювиально-делювиальный развал хромитов. Руда от убого-редковкрапленной до густовкрапленной и сплошной. В руде: Cr_2O_3 – 35,05 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 46,22 %; Ru – 0,14 г/т
П-3	7	2212	[137]	ПМ. Два жилообразных параллельных тела хромитов на расстоянии 0,5 м друг от друга, в дунитовой полосе среди войкаритов. Руды густовкрапленные полосчатые, мелкозернистые, метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 19,5 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,40 %; FeO – 35,76 %
П-3	10	2195	[137]	ПМ. Зоны вкрапленных хромитов, кулисообразно расположенные в краевых дунитах. Руда струйчато-полосчатая, мелко-тонкозернистая, бедновкрапленная со шлирами густовкрапленной и сплошной. В руде: Cr_2O_3 – 44,9 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 57,07–61,21 %; Al_2O_3 – 4,21–8,92 %
П-3	12	1178	[162]	ПМ. Элювиальный развал хромитов в гарцбургитах. Руда густовкрапленная, среднезернистая, пятнистой текстуры. В руде: Cr_2O_3 – 38,10 %
П-3	14	84	[162]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов в войкаритах. Руда густовкрапленная, крупнозернистая. В руде: Cr_2O_3 – 33,70 %
П-3	15	5307	[162]	ПМ. Элювиально-делювиальный шлейф хромитов в краевых дунитах, длиной 100–150 м, шириной 10 м. Руда средневкрапленная, мелко-среднезернистая. В руде: Cr_2O_3 – 27,83 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 44,33 %; Al_2O_3 – 23,14 %
П-3	18	2–534	[153]	ПМ. Элювиальный развал дунитов длиной 50 м, мощностью 5 м в краевых дунитах. Руда от бедной до густовкрапленной и сплошной. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 38,66–39,29 %; Al_2O_3 – 26,50–27,78 %, в хромитах: Pt – 0,15 г/т
П-3	26	Л 4–402	[132]	ПМ. В краевых дунитах развал (40–50 × 50 м) мелко-среднеобломочных хромитов редко-средневкрапленных, мелкозернистых массивных с пироксеновым цементом. В шлихе (К-7): Pt – 0,119 г/т, Pd – 0,061 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
II-3	29	Л 4–125	[137]	ПМ. Хромитовое оруденение связано с жилами дунитов в гарцбургитах. Руды шлировожильные с резкоизменяющимися контактами, мощностью до 0,5 м, от сплошных до вкрапленных
II-4	1	262	[137]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов длиной 150 м, шириной 30 м в дунитах. Руда сплошная и густовкрапленная, крупнозернистой структуры. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 48,38 %; Al_2O_3 – 20,34 %
II-4	2	2091	[152]	ПМ. Развал густовкрапленных хромитовых руд 10×50 м в краевых дунитах. Обломки неокатанные, размером до 6–10 см. В руде: Cr_2O_3 – 36,61 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 49,38 %; Al_2O_3 – 14,90 %
II-4	3	115	[152]	ПМ. Делювиальный развал средневкрапленных хромитов среди гарцбургитов. Параметры $1-5 \times 30$ м. Руды метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 28,27 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,13 %; Al_2O_3 – 27,37 %
II-4	5	БК-142	[152]	ПМ. В борздовой пробе: Ru – 1,185 г/т
II-4	6	123	[152]	ПМ. ТН 602: тело хромитов неправильной формы длиной 20 м, шириной 1–3 м в дунитах. Руда бедно-средневкрапленная, пятнистая и неяснополосчатая. В руде Cr_2O_3 – 8,48–12,83 %; среднее 10,8 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 40,56–41,96 %; Al_2O_3 – 24,74–26,41 %. ТН 123: ветвящееся жилообразное тело хромитов ($1,3 \times 50$ м) в дунитовом теле среди гарцбургитов. Руда от убоговкрапленной до сплошной. В руде Cr_2O_3 – 41,30 %, Al_2O_3 – 23,78 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 47,49 %; Al_2O_3 – 20,13 %, f – 2,75 ТН 103: элювиально-делювиальный развал хромитов шириной около 20 м в дунитах. Руда сплошная, массивная. В руде Cr_2O_3 – 39,42 %, Al_2O_3 – 28,05 %
II-4	12	2–426	[137]	ПМ. Невыдержанная струйчато-шлировая хромитовая минерализация. Ориентировочные параметры участка с оруденением 50×70 м. Руды вкрапленные, изредка сплошные, мелкозернистые, часто орбикулярные. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 52,41 %; Al_2O_3 – 11,29 %, FeO' – 24,38 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-4	14	92	[152]	ПМ. Делювиальный развал хромитов в гарцбургитах длиной 150 м, шириной 1–10 м. Руда густовкрапленная до сплошной, среднезернистая. В руде: Cr_2O_3 – 36,09 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 41,67 %; Al_2O_3 – 23,93 %
П-4	18	1701	[152]	ПМ. В канаве вскрыто тело мощностью 1,5 м. Руда массивная, реже вкрапленная крупно-среднезернистой структуры. В руде: Cr_2O_3 – 30,68–38,35 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 41,49–41,81 %
П-4	21	2067	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов среди гарцбургитов. Протяженность – до 260 м, ширина 10–30 м. Руда убого-густовкрапленная и сплошная, хлоритизированная. В руде: Cr_2O_3 – 11,08 %. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,83 %; Al_2O_3 – 18,24 %
П-4	23	Л 4–392	[137]	ПМ. В поле войкаритов бедный развал дунитов, в отдельных глыбах шпирово-жильные хромиты сплошные и густовкрапленные. Мощность жил – до 10–30 см
П-4	24	3097	[152]	ПМ. Линзовидное тело хромитов среди войкаритизированных гарцбургитов. Длина – до 15 м, мощностью – до 1,2 м. Руда сплошная. В руде: Cr_2O_3 – 37,66 %; $\text{Pt} < 0,04$ г/т; $\text{Rh} < 0,03$ г/т; $\text{Ru} - 0,21$ г/т. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 38,80 %; Al_2O_3 – 28,50 %
П-4	25	2080	[152]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов среди войкаритизированных гарцбургитов с дунитовой составляющей до 10 %. Протяженность – до 120 м, ширина – 50 м. Руда средневкрапленная до сплошной. В руде: Cr_2O_3 – 31,01 %; Al_2O_3 – 18,72 %
П-4	26	3091	[152]	ПМ. Делювиальный развал хромитов среди войкаритизированных гарцбургитов. Протяженность – до 100 м, ширина – до 20 м. Руда редко-средневкрапленная
П-4	28	1980А	[152]	ПМ. Линзовидное тело хромитов 10×3 м. Руда средне-густовкрапленная, метаморфизованная. В руде: Cr_2O_3 – 27,82–30,71 %; Al_2O_3 – 15,18 %
П-4	29	142	[152]	ПМ. Делювиальный развал протяженностью до 50 м, шириной 10–20 м, среди войкаритизированных гарцбургитов. Руда редковкрапленная, метаморфизованная

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-2	1	2106	[149]	ПМ. Единичные обломки нодулярной хромитовой руды. Содержание Cr_2O_3 в руде 33,07 %; FeO' – 12,48 %
III-2	2	2279	[149]	ПМ. Обломки массивных хромитов ($0,15 \times 1,15 \times 0,15$) среди верлитов длина развала примерно 100 м, ширина 20–30 м. Cr_2O_3 41,15 %; FeO' – 14,14 %
III-2	3	2253	[156]	ПМ. Коренной выход густовкрапленных до сплошных хромитовых руд, резко возвышающийся на 0,5–0,5 м. Cr_2O_3 – 28,45 %; FeO' – 14 %
III-2	4	560	[156]	ПМ. Рудная россыпь среднезернистых густовкрапленных до сплошных хромитовых руд в гарцбургитах. Параметры россыпи примерно 200×40 м
III-2	5	2268	[150]	ПМ. Развал сплошных руд среди дунитов. Размер рудных обломков 20×20 см. Встречаются прожилки уваровита. Содержание Cr_2O_3 в руде – 33,35 %; FeO – 11,54 %
III-2	6	288	[169]	ПМ. Обломки в моренных отложениях редковкрапленных со шлирами массивных хромитовых руд
III-2	7	1002	[169]	ПМ. Обломки сплошной хромовой руды в делювии. Обнаружено присутствие шпинели размером до 0,1 мм
III-2	8	2269	[150]	ПМ. Развал сплошных хромовых руд протяженностью до 100 м. Встречаются прожилки уваровита
III-2	9	57	[169]	ПМ. Глыбовый развал 30×120 м дунитов с жилами и выделениями неправильной формы хромитов. Мощность жил и выделений – 0,3–0,4 м. Руды средневкрапленные до сплошных. Содержание Cr_2O_3 в руде 21,87 %; FeO' – 13,74 %; Ag – 3,4 г/т; Au – 0,006 г/т
III-2	10	814	[169]	ПМ. В морене глыбовый развал дунитов с жилами и выделениями неправильной формы хромитов (30×120 м). Мощность жил и выделений – 0,3–0,4 м. Руды средневкрапленные до сплошных. Содержание Cr_2O_3 в руде – 20,40–35,61 %; FeO – 13,32–14,04 %
III-2	12	723	[169]	ПМ. Элювиальный развал ($3\text{--}5 \times 10\text{--}20$ м) густовкрапленных хромитов среди дунит–гарцбургитового комплекса

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-2	14	1509	[169]	ПМ. Делювиальный развал хромитов среди дунит-гарцбургитового комплекса. Ширина развала от 3–5 м до 15–20 м, протяженность 40–50 м. Руды густовкрапленные со шлирами сплошных
III-2	18	428	[169]	ПМ. Делювиальный развал хромитов среди дунит-гарцбургитового комплекса
III-2	20	1602	[169]	ПМ. Линзовидное тело (1,5 × 3,0 м) хромитов в дунит-гарцбургитовом комплексе. Руды средневкрапленные со шлирами сплошных
III-2	23	410	[156]	ПМ. Элювиальный развал (15 × 100 м) средневкрапленных–сплошных руд. Руды вкрапленной (рябчиковой) и нодулярной текстур. Содержание: Cr ₂ O ₃ – 43 %, FeO' – 12 %, Pt – 0,1 г/т; Au – 0,004 г/т; Ag – 5,9 г/т
III-2	26	Дзюля–Лабогей–Шор-1	[150]	ПМ. Развал (12 × 350 м) сплошных руд среди гарцбургитов с жильными выделениями дунитов. Размер рудных обломков – 20–30 см
III-2	27	Дзюля–Лабогей–Шор-2	[150]	ПМ. Мелкие обломки нодулярных хромитов в дунитах. Простираение 360°. Длины развала – 60–70 м, мощность 1–2 м. Содержание компонентов: в руде: Cr ₂ O ₃ – 38,73 %; FeO' – 16,44 %
III-2	28	1430	[150]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (30–40 × 75 м) средневкрапленно-сплошных руд среди дунитов. Размер рудных обломков – до 20 см
III-2	29	1432	[156]	ПМ. Элювиально-делювиальная россыпь среднезернистых массивных хромитов (50 × 300 м), обломки 0,4 × 0,6 × 1 м
III-2	30	1430	[156]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (30–40 × 75 м) средневкрапленно-сплошных руд среди дунитов. Размер рудных обломков – до 20 см
III-2	31	2495	[150]	ПМ. Единичные обломки хромитов среди развалов дунитов и гарцбургитов. Cr ₂ O ₃ – 34,85 %; FeO – 13,33 %
III-2	32	77	[162]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (20 × 150 м) массивных и густовкрапленных крупнозернистых хромитовых руд. Содержание компонентов: в руде: Cr ₂ O ₃ – 30,0 %, FeO – 13,0 %
IV-1	7	4260	[169]	ПМ. Развалы в делювии редковкрапленных и густовкрапленных руд. Параметры тел – 5 × 0,5 м и 10 × 5 м

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	8	680	[162]	ПМ. Оруденение включает 2 участка: № 6 – зона вкрапленного хромитового оруденения 1 × 200 м; № 3 – серия мелких вытянутых тел хромитовых руд в полосе 20–50 × 250 м. Залегание рудных тел: аз. прост. – СВ, аз. пад. – 105°, угол пад. – 80°. Руды струйчато-полосчатой, шлировой текстуры; редковкрапленные, убоговкрапленные со шлирами средневкрапленных и сплошных с содержанием Cr ₂ O ₃ – 3,00–38,02 масс. %; FeO' – 8,42–10,80. Хромшпинель повышенной железистости (масс. %): Cr ₂ O ₃ – 43,29; Al ₂ O ₃ – 10,80
IV-1	10	2481	[169]	ПМ. Оруденение включает линзу хромитовых руд уплощенно-линзовидной формы длиной по простиранию – 15–20 м, мощностью – 0,5 м. Руды крупно-неравномернозернистые, струйчато-полосчатые; средневкрапленные со шлирами сплошных с содержанием Cr ₂ O ₃ 14,26–42,29 масс. %; FeO' – 12,24 масс. %. Содержание благородных элементов: Pt – 1,3 г/т, Au – 0,04 г/т, Ag – 3,6 г/т (штучная проба)
IV-1	11	2481	[169]	ПМ. Развалки густовкрапленных со шлирами массивных хромитовых руд в элювии и делювии. Содержание Cr ₂ O ₃ – 36,81 %; FeO – 15,12 %. Содержание благородных элементов: Au – 0,003 г/т, Ag – 1,8 г/т
IV-1	12	4518	[169]	ПМ. Развалки густовкрапленных со шлирами массивных хромитовых руд в элювии и делювии. Мощность зоны 300 × 150 м. Содержание Cr ₂ O ₃ – 30,16 %; FeO – 15,57 %, Au – 0,006 г/т, Ag – 3,2 г/т
IV-1	13	1328	[169]	ПМ. Линзовидное тело длиной 1,5–2 м и мощностью 0,5 м. Руды средневкрапленные со шлирами массивных и густовкрапленных с содержанием Cr ₂ O ₃ – 32,55 %; FeO – 15,66 %, Au – 0,006 г/т, Ag – 1,6 г/т
I-3	15	Лагортинское	[146]	ВГХО. Хром
I-4	55	Хойла	[148]	ВГХО. Хром
I-4	60	Хойла I	[148]	ВГХО. Хром
I-4	64	Хойла II	[148]	ВГХО. Хром

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 Медь				
Ш-1	3	Погурейсоимское	[135]	П. Описание в тексте
Ш-3	1	Изшорское	[137]	П. Описание в тексте
IV-2	6	Погурейское	[123]	П. Описание в тексте
I-3	12	Лагорта II	[18]	ПМ. Вкрапленность халькопирита и халькозина в зеленых сланцах: Cu – до 0,1 %
I-4	53	Озера	[172]	ПМ. Сульфидная минерализация
Ш-1	1	Верх. Погурей	[18]	ПМ. Жила пироксенитов с вкрапленностью пирита и халькопирита, Cu – до 0,1 %
Ш-1	2	Руч. Погурей	[18]	ПМ. Кварцевые жилы с вкрапленностью борнита, Cu – 0,5 %
Ш-1	4	Верхнепогурейский-I	[150]	ПМ. Рассеянная и гнездовая вкрапленность борнита и халькозина в основных эффузивах. Cu – до 0,1 %
Ш-1	5	1453	[169]	ПМ. Вкрапленность борнита и халькозина в окварцованных карбонатизированных основных эффузивах. Cu – до 0,15 %
Ш-3	5	Нижнелабогейский-I	[172]	ПМ. Зона окварцевания и ороговикования в габбро с сульфидной, существенно пиритовой минерализацией. В пробах: ВС-1406 (аподиабазовый роговик): Au – 1,3 г/т; Ag – 11,2 г/т, Cu – больше 0,01 %. ВС-1419 (ороговикованный габбро-амфиболит): Au – 2,5 г/т; Ag – 10,6 г/т; Cu – 0,02 %
Ш-3	6	Нижнелабогейский-II	[172]	ПМ. Зона окварцевания в габбро с сульфидной, существенно пиритовой минерализацией. В пробах: ВС-1432 (окварцованный диабаз): Au – 0,7 г/т; Ag – 9,8 г/т; Cu – 0,05 %; ВС-1434 (альбитит): Au – 2,5 г/т; Ag – 14,8 г/т; ВС-1435 (кварц-альбитовый милонит): Au – 2,3 г/т; Ag – 42,6 г/т; Cu – 0,35 %; ВС-1436 (альбит-кварцевый метасоматит): Au – 1,9 г/т; Ag – 7,6 г/т
Ш-4	9	1717	[141]	ПМ. Аплитовые граниты с вкрапленностью молибденита, пирита и халькопирита. В пробах до 0,3 % меди и до 0,6 % молибдена
Ш-4	16	2083	[141]	ПМ. Обохренные с поверхности окварцованные и пиритизированные вмещающие породы на контакте с дайками. Содержится 0,1 % меди
Ш-4	17	Янаслор-1	[137]	ПМ. Окварцованные линзовидные туфы с вкрапленностью сульфидов: Cu – до 0,1 %

Индекс клетки	Но- мер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявле- ния, пункта минера- лизации, ореола и потока	Номер по спис- ку лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	18	2080	[141]	ПМ. Окварцованные вулканокластические породы с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Визуально установлено до 5–7 % пирита. Содержится 0,1 % меди
III-4	19	1573	[141]	ПМ. Зоны сульфидной минерализации прожилково-вкрапленного типа с содержанием пирита, визуально – до 5%. Содержание меди – 0,06 %
III-4	20	Янаслор-II	[141]	ПМ. Окварцованные линзовидные туфы с вкрапленностью сульфидов: Cu – до 0,1 %
III-4	21	1574	[141]	ПМ. Обохренных пород с реликтами зерен пирита. Содержание меди 0,1 %
III-4	22	1501	[141]	ПМ. Вулканокластические породы с зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Визуально содержание пирита – до 5–7%. Мощность обогащенных зон – 20–30 см. В пробах (2002–2007) спектральным анализом установлено до 0,1–0,3 % меди и до 0,03 % свинца
III-4	23	1502	[141]	ПМ. Кварциты с прожилково-вкрапленным типом сульфидной минерализации. В пробах 2007–2017 спектральным анализом установлено до 0,1–0,3 % меди и до 0,03 % свинца
III-4	24	Янаслор-3	[137]	ПМ. Фиксируется на интрузивных породах кислого состава. Аномалия меди (0,002 % – 0,001 %)
III-4	25	Колчеданный-3	[141]	ПМ. В окварцованных вулканокластических породах с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией меди до 0,1 %
III-4	26	Маникую	[158]	П. Описание в тексте
III-4	27	Кочеданный-1	[160]	П. Описание в тексте
III-4	28	1506	[160]	ПМ. Коренные выходы литокластических туфов, содержится 0,06–0,1 % меди
III-4	29	1544	[141]	ПМ. Развал гидротермально-измененных литокластических туфов с вкрапленностью пирита (до 1–2 %). Содержится меди – 0,1 %
III-4	32	1549	[141]	ПМ. Редкие обломки литокластических туфов. Содержание меди 0,1–0,3 %
III-4	36	Кочеданный-5	[141]	П. Описание в тексте
III-4	37	1744	[141]	ПМ. Рассланцованные измененные зеленокаменные породы с редкой вкрапленностью пирита. Содержание 0,1 % меди и 0,03 % свинца

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	38	1728	[141]	ПМ. Рассланцованные измененные зеленокаменные породы с редкой вкрапленностью пирита. Содержание 0,1 % меди и 0,03 % свинца
III-4	43	2371	[141]	ПМ. Развал среднезернистых мезократовых кварцевых диоритов, содержится 0,1 % меди
III-4	45	1375	[141]	ПМ. Развал кварцевых диоритов, с единичными зернами пирита, содержится 0,3 % меди
III-4	47	Колчеданный-7	[141]	ПМ. Описание в тексте
III-4	51	1422	[141]	ПМ. Кварцевые диориты с единичными зернами пирита, содержится 0,1 % меди
III-4	54	2476	[141]	ПМ. Развал кварцевых диоритов, содержание 0,3 % меди и 0,03 % свинца
IV-1	1	Кок-Пела	[146]	ПМ. Вкрапленность борнита и халькопирита в окварцованных основных эффузивах, Cu – до 0,06 %
IV-1	2	703	[146]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в кварцевой жиле, Cu – до 0,1 %
IV-1	3	Короткий	[146]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в кварцевой жиле Cu – до 0,05 %
IV-1	4	Перевальный	[146]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в кварцевой жиле, Cu – до 0,06 %
IV-1	5	Кок-Пела I	[146]	ПМ. Кварцевая жила с вкрапленностью халькопирита
IV-1	6	Игядейгарт	[146]	ПМ. Вкрапленность борнита
IV-1	9	Игядейгарт I	[146]	ПМ. Кварцевые жилы с борнитом, Cu – до 0,05 %
IV-2	7	Кок-Пела II	[141]	ПМ. Вкрапленность халькопирита
IV-3	1	296	[134]	ПМ. Бедная вкрапленность пирита и халькопирита в пироксенитах и кварцево-эпидотовой жиле. Спектральным анализом установлено: Mn – 0,06 %; Ni – 0,001 %; Ti – 1 %; Cr – 0,003 %; Cu – 0,6 %; Pb – 0,03 %; Mo – 0,006 %
IV-3	2	Угловой	[134]	ПМ. Содержание меди – 0,3 %
IV-3	3	Угловой II	[134]	ПМ. Содержание меди – 0,3 %
IV-3	4	Угловой III	[134]	ПМ. Содержание меди в кварцевых диоритах – 0,3 %
IV-3	5	Угловой IV	[134]	ПМ. Содержание меди в кварцевых диоритах – 0,3 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	6	Тракторная	[134]	ПМ. Содержание меди – 0,3 %
IV-3	7	Болотная	[134]	ПМ. Содержание меди – 0,3 %
IV-3	8	Слияние	[134]	ПМ. В кварцевых диоритах отмечены кварцевые жилы с вкрапленностью пирита и халькопирита. Спектральным анализом установлено содержание меди – 0,06–0,6 %, цинка – 0,006 %; свинца – 0,006 %
IV-3	9	246	[134]	ПМ. Содержание меди 0,3 %
IV-4	1	1864	[141]	ПМ. Развал крупнопорфировых плагиоклазовых порфириров и кварцевых диоритов
IV-4	3	Варчатывис	[134]	ПМ. Вкрапленность халькопирита
II-4	47	Изшор	[146]	ВГХО. В контуре аномального поля фиксируются аномалии меди, цинка, скандия, кобальта и свинца на интрузивных породах кислого состава
III-4	1	Пирцяпэ	[146]	ВГХО. Аномалия фиксируется на породах кислого и среднего состава. Аномалия меди (0,002 %)
III-4	4	Янаслор	[146]	ВГХО. Аномальное поле фиксируется на интрузивных породах кислого, основного и среднего состава. В контур аномального поля входят аномалии меди, цинка, скандия, свинца, бария, молибдена, кобальта, ванадия, титана, бериллия
III-4	8	Маникую	[146]	ВГХО. Аномальное поле фиксируется на интрузивных породах кислого состава. В контур аномального поля входят аномалии меди, цинка, свинца, бария, молибдена, скандия, кобальта, никеля
III-4	33	Малоуральский	[146]	ВГХО. В контуре аномального поля фиксируются аномалии меди, цинка, скандия
С в и н ц				
III-4	7	1690	[141]	ПМ. Развал кварцевых диоритов и аплитов. Содержание свинца 0,03 %
III-4	10	1695	[141]	ПМ. Развал кварцевых диоритов. Содержание свинца – 0,03 %
III-4	15	2227	[160]	ПМ. Развал гранодиоритов. Содержание свинца – 0,03 %
III-4	35	1751	[172]	ПМ. Катаклазированные и гидротермально-измененные вулканокластические породы. Содержание свинца – 0,3 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	41	1789	[141]	ПМ. Развал, сложенный глыбами измененных вулканокластических пород, кварцевых диоритов и единичными обломками обохренных зеленокаменных пород, содержащих убогую вкрапленность пирита
III-4	42	1761	[160]	ПМ. Кристаллические туфы. Содержание свинца – 0,03 %
III-4	44	1781	[160]	ПМ. В агломератовых туфах 0,03 % Pb
III-4	49	1443	[141]	ПМ. Зеленокаменные породы с редкой вкрапленностью пирита. Содержание свинца – 0,06 %
III-4	50	2422	[141]	ПМ. Развал измененных литокластических туфов. Содержание свинца – 0,03 %
III-4	52	2508	[160]	ПМ. В кристаллических туфах установлено 0,03 % свинца
III-4	53	2508	[160]	ПМ. Зеленокаменные породы. Содержание свинца 0,03 %
IV-4	4	Варчатывис	[160]	ПМ. Pb – 0,1 %; Sn – 0,03 %; Sb – 0,01 %
II-4	31	Бол. Лагорта	[146]	ВГХО. Аномалия свинца
II-4	37	Седьиз	[146]	ВГХО. Аномалия свинца
III-4	48	Южный	[141]	ВГХО. Аномалия свинца – 0,03 %
Ц и н к				
II-2	1	Грубешорское	[126]	П. Описание в тексте
III-4	6	2161	[141]	ПМ. Развал меланократовых крупнозернистых кварцевых диоритов. Содержание цинка – 0,06 %
III-4	2	Бол. Лагорта-I	[146]	ВГХО. Супераквальный на кислых интрузивных породах. Аномалия цинка – 0,006 %
III-4	30	Колчеданный-1	[160]	ВГХО. Аномалия цинка – 0,03 %
М о л и б д е н				
III-4	11	Янаслорское	[137]	П. Описание в тексте
III-4	13	1716	[160]	ПМ. Гранит-аплиты с вкрапленностью молибденита, Mo – 0,3–0,6 %
II-4	40	307	[146]	ВГХО. Аномалия молибдена
II-4	46	Пирсясоим	[146]	ВГХО. Аномалия молибдена
III-4	39	Озера	[146]	ВГХО. Аномалия молибдена

Индекс клетки	Но- мер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявле- ния, пункта минера- лизации, ореола и потока	Номер по спис- ку лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
Скандий				
II-4	35	Нижнелагортин- ское-I	[168]	ВГХО. Супераквальный на кислых и трансэлювиальный на средних интрузивных породах
Благородные металлы Золото				
II-3	31	Лымшор	[132]	ПМ. В шлихах из элювия: Pt – 0,93 Pd – 0,25 и Pt – 0,09 Pd – 0,014
II-4	19	552	[152]	ПМ. В штуфной пробе (ШО–117Б): Ag – 21 г/т; Pd – 0,57 г/т; Au – 0,48 г/т
III-3	2	Пызанъиз	[172]	ПМ. Аподиабазовый роговик: Au – 0,3 г/т; Ag – 5,2 г/т (пробирный анализ)
III-4	34	Река Маникую	[172]	ПМ. В пиритизированных кварцитах: Au – 1,6 г/т; Ag – 2,4 г/т
III-4	40	Руч. Прохладный	[160]	ПМ. Описание в тексте
III-4	46	602	[160]	ПМ. В штуфных пробах золото-спектральным анализом выявлены содержания золота: № 602 (светло-серые полевошпат-карбонат- ные метасоматиты с равномерной вкрапленно- стью пирита (менее 3 %) по пропицитизирован- ным габбродиоритам) – 0,005 г/т; № 603 (элювий интенсивно измененных пород с линзами кварца мощностью до 5 см, с вкрап- ленностью пирита и халькопирита до 5 % > 1/2,8 г/т; № 604 (кварц-сульфидная жила интенсивно ожелезненная) – 0,5/0,48 г/т
IV-4	2	546	[160]	ПМ. В штуфных пробах золото-спектральным анализом выявлены следующие содержания зо- лота: № 546 (жильный кварц из развалов кварцевой жилы, мощность около 15 см. В оторочках пир- рит до 1–3 %) – 0,004 г/т; № 546а (эпидотизированные вулканиты, вме- щающие кварцевую жилу с вкрапленностью пи- рита 1–3 %, элювий) – 0,01/0,92 г/т; № 547 (обломки из призальбандовой части кварцевой жилы с убогой вкрапленностью халь- копирита, пирита с медной зеленью и гидро- окислами железа, элювий) – 0,03/0,08 г/т
III-3	7	Река Лагорта	[141]	ШП. Описание в тексте

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Серебро				
III-4	14	Гора Янас-Соим	[137]	ПМ. Пиритизированные кварциты: Au – 1,6 г/т; Ag – 2,4 г/т
Платина				
II-3	19	Кэршор, левобережье	[132]	ПМ. Описание в тексте
II-4	7	Лагорта-Ю III	[137]	ПМ. Pt – 0,25 г/т
II-4	9	Труба-Ю IV	[137]	ПМ. Pt – от 0,68 до 2,33 г/т
II-4	10	Труба-Ю V	[137]	ПМ. Pt – до 11,0 г/т
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
Барит				
II-1	1, 2	Грубешорский	[144]	ПМ. Жилы барит-кальцитового состава мощностью 1–10 см, ориентированные параллельно кливажу в доломитах яйюской свиты. Второстепенные минералы – кварц, анкерит; аксессуарные: пирит, халькопирит, флюорит, витерит, сфалерит. Видимая протяженность жил – до 50 см. В известняках баритизация проявлена в виде микроскопических прожилков параллельных кливажу, сложенных баритом и кальцитом, находящихся в тесном сростании
II-1	3	Черногорский	[144]	ПМ. Баритизация проявлена в виде барит-кальциевых прожилков среди карбонатных полимиктовых песчаников яйюской свиты
II-4	32	Левый берег р. Бол. Лагорта	[146]	ВГХО. Аномалия бария
II-4	41	Левый берег р. Бол. Лагорта	[146]	ВГХО. Состоит из двух близко расположенных аномалий, которые фиксируются на кислых интрузивных породах
II-4	43	196	[146]	ВГХО. Аномалия фиксируется на кислых интрузивных породах
II-4	45	Левый берег р. Бол. Лагорта	[146]	ВГХО. Аномалия бария
III-4	3	Маникую	[146]	ВГХО. Аномалия бария (0,008 %)
III-4	5	214	[146]	ВГХО. Аномалия фиксируется на кислых интрузивных породах. Аномалия бария (0,005 %)

Индекс клетки	Но- мер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявле- ния, пункта минера- лизации, ореола и потока	Номер по спис- ку лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
Минеральные удобрения				
Фосфатные				
Фосфорит				
I-3	2	Хойлинское	[137]	П. Описание в тексте
Драгоценные и поделочные камни				
Жадеит				
I-4	3	Участок Западный	[137]	П. Описание в тексте
Яшма				
I-3	3	Хойла-Пэ	[137]	П. Описание в тексте
I-3	4	331	[137]	П. Вертикально залегающий горизонт кирпично-красных яшмовидных кремней с прослойкой голубых, зеленовато-голубых. Мощность – 3–5 м
Вебстерит				
I-3	6	Хойлинское	[137]	П. Многочисленные обломки до 0,3–0,5 м вебстеритов среди развалов гипербазитов. Вебстериты среднезернистые массивные сочно-зеленые и темные. Зеленые разновидности представляют интерес как поделочный и ювелирно-поделочный материал
Уваровит				
I-4	8	Лево-Кечпельское	[152]	П. Описание в тексте
II-3	16	Кэршорское	[137]	П. Описание в тексте
II-3	22	Софроновское	[152]	П. Описание в тексте
IV-2	3	Южно-Погурейское	[152]	П. Описание в тексте
Пеннин				
II-2	2, 3	14–422	[137]	ПМ. Вывалки крупнолистоватых пластинчатых самостоятельных кристаллов зеленого пеннина. Кристаллы достаточно эффектны, с поперечными размерами до 5–8 см
Кеммерерит				
II-2	7	1–652	[137]	ПМ. По трещинам в хромитах развиты листоватые агрегаты пластинчатого–фиолетового, грязно-фиолетового кеммерерита

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений
(по состоянию на 1.01.2009 г.)

I. Металлические и неметаллические полезные ископаемые

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.				Удельная продуктивность	
						Категория					Всего: запасы и ресурсы
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
2	Харбейско-Марункеуская золото-полиметаллически-редкометалльнорудная МЗ										
2.0.1.	Пальникшорский золото-полиметаллический рудный узел потенциальный (вне районов)		144,4								
П-2-1	Грубешорское проявление	Zn (тыс. т)		Медно-цинковая колчеданная	П		18			18	
		Cu (тыс. т)					2,5			2,5	
		S (тыс. т)					1216			1216	
		Ag (т)					80			80	
3.	Зилаиро-Лемвинская золото-барит-марганцеворудная МЗ										
3.2	Собско-Пальникская фосфорит-магранец-баритоносная зона										

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.					Удельная продуктивность
						Категория				Всего: запасы и ресурсы	
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
3.2.1	<i>Хойлинский баритоворудный узел</i>										
I-3-1	Малохойлинское месторождение	Баритовая руда (млн т)		Стратиформный баритовый	ПО	7,8	1,5	–	–	9,3	
4	Райизско-Войкарская титан-медь-хромитовая МЗ										
4.0.1	<i>Хойлависско-Большелазгортинский палладий-платиноносный руднороссыпной узел потенциальный</i>	МПГ (т)	580,3	<u>Коренные</u> россыпи	ГМК-200				$\frac{20}{4}$	$\frac{20}{4}$	$\frac{0,034}{0,007}$
4.1	<i>Войкаро-Сышинский рудный район</i>	Ст-руда (млн т)	728,7	ВСЕГО			24,1	107,3			
4.1.1	<i>Хойлинско-Пайерский рудный узел</i>	Ст-руда (млн т)	434,3	<u>Высокохромистый*</u> глиноземистый	П	0,08	<u>13,1</u> 9,8	<u>36,7</u> 39,3	–	49,8 49,1	$\frac{0,115}{0,113}$
		Os, Ir, Ru, Rh (т)	434,3	Для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд	ГМК-200		–	–	28,3	28,3	0,065
4.1.1.1	Кечепельское рудное поле**	Ст-руда (млн т)	43,6	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый	П		$\frac{4,0}{2,5}$	$\frac{10,7}{4,4}$		$\frac{14,7}{6,9}$	$\frac{0,337}{0,158}$

*Здесь далее приводятся суммарные ресурсы бедных и богатых высокохромистых руд (в числителе) и бедных и богатых глиноземистых руд (в знаменателе).

**Сведения о ресурсах приведены в пределах листа Q-41-XVI. Ресурсы категории P₂ рассчитаны пропорционально площади поля, попадающего на лист.

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.				Удельная продуктивность	
						Категория					Всего: запасы и ресурсы
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
4.1.1.1	Кечепельское рудное поле	Os, Ir, Ru, Rh (т)	43,6	Для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд	ГМК-200		–	–	3,9	3,9	0,089
4.1.1.2	Хойлинское рудное поле потенциальное	Сг-руда (млн т)	56,7	Высокохромистый	П		<u>6,3</u> –	<u>20</u> –		<u>26,3</u> –	0,464
		Os, Ir, Ru, Rh (т)	56,7		ГМК-200				19,8	19,8	0,349
4.1.1.3	Верхнехойлинское рудное поле потенциальное	Сг-руда (млн т)	45,2	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый	П		–	<u>1,4</u> 20		<u>1,4</u> 20	<u>0,031</u> 0,442
4.1.1.4	Лагортинское рудное поле потенциальное	Сг-руда (млн т)	42,5	Глиноземистый	П		<u>–</u> 4,2	<u>–</u> 8,2		<u>–</u> 12,4	0,292
4.1.1.5	Кэршорское рудное поле	Сг-руда (млн т)	14,2	Глиноземистый	П	0,08	<u>–</u> 3,1	<u>–</u> 6,7		<u>–</u> 9,9	0,697
4.1.1.6	Верхнелагортинское рудное поле потенциальное	Сг-руда (млн т)	50,2	Высокохромистый	П		<u>2,8</u> –	<u>4,6</u> –		<u>7,4</u> –	0,147
		Os, Ir, Ru, Rh (т)	50,2	Для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд	ГМК-200		–	–	4,6	4,6	0,092
4.1.2	Погурейский хромитовый рудный узел потенциальный	Сг-руда (млн т)	176,4	Глиноземистый	ГС-50		1,2	31,3	–	32,5	0,184
4.1.2.1	Лабогейское рудное поле потенциальное	Сг-руда (млн т)	71,1	Глиноземистый				17,4		17,4	0,245

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.					Удельная продуктивность
						Категория				Всего: запасы и ресурсы	
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
4.1.2.2	Погурейское рудное поле потенциальное	Сг-руда (млн т)	17,7	Глиноземистый			1,2	13,9		15,1	0,853
4.2	Кэршорская золото-платино-медная рудоносная зона										
4.2.1	<i>Пятиреченский рудный узел потенциальный</i>	Cu (тыс. т)	187	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200		–	–	489,6	489,6	2,618
		Au (т)	187	Платино-золото-палладий-медный			–	–	4,48	4,48	0,024
		Pt (т)	187	Платино-золото-палладий-медный			–	–	6,1	6,1	0,033
		Pd (т)	187	Платино-золото-палладий-медный			–	–	36	36	0,193
4.2.0.1	Лягортаегартское рудное поле потенциальное (вне рудных узлов)	Cu (тыс. т)	24,9	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200		–	–	91,8	91,8	3,687
		Au (т)	24,9	Платино-золото-палладий-медный			–	–	2,6	2,6	0,104
		Pt (т)	24,9	Платино-золото-палладий-медный			–	–	3,62	3,62	0,145
		Pd (т)	24,9	Платино-золото-палладий-медный			–	–	15,6	15,6	0,626
4.2.0.2	Пагинское рудное поле потенциальное (вне рудных узлов)	Cu (тыс. т)	26,4	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200		–	–	91,8	91,8	3,477
		Au (т)	26,4	Платино-золото-палладий-медный			–	–	2,6	2,6	0,098

* Сведения о ресурсах приведены в пределах листа Q-41-XVI.

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.					Удельная продуктивность
						Категория				Всего: запасы и ресурсы	
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
4.2.0.2	Пагинское рудное поле потенциальное (вне рудных узлов)	Pt (т)	26,4	Платино-золото-палладий-медный			–	–	3,62	3,62	0,137
		Pd (т)	26,4	Платино-золото-палладий-медный			–	–	15,6	15,6	0,591
4.2.0.3	Лабогейское рудное поле потенциальное (вне рудных узлов)	Cu (тыс. т)	39,8	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200		–	–	45,9	45,9	1,153
		Au (т)	39,8	Платино-золото-палладий-медный			–	–	1,3	1,3	0,033
		Pt (т)	39,8	Платино-золото-палладий-медный			–	–	1,81	1,81	0,045
		Pd (т)	39,8	Платино-золото-палладий-медный			–	–	7,8	7,8	0,196
4.3	Малоуральский железо-молибден-меднорудный район потенциальный										
4.3.1	<i>Таньюский рудный узел потенциальный*</i>				ГМК-200						
	ВСЕГО	Cu (тыс. т)	397,2	Медно-молибден-порфировый			178	1380	1323	2881	7,253
		Mo (тыс. т)	397,2	Медно-молибден-порфировый			42	105	33	180	0,453
		Au (т)	397,2	Медно-молибден-порфировый			–	6,4	8,58	15	0,038

*Сведения о ресурсах приведены в пределах листа Q-41-XVI.

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.					Удельная продуктивность
						Категория				Всего: запасы и ресурсы	
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
	ВСЕГО	Au (т)	397,2	Золото-сульфидно-кварцевый и скарновый			–	16	69,6	85,6	0,216
		Cu (тыс. т)	397,2	Колчеданный			–	1200	–	1200	3,023
		Pb (тыс.т)	397,2	Колчеданный			–	70	–	70	0,176
		Zn (тыс. т)	397,2	Колчеданный			–	950	–	950	2,393
	За пределами рудных полей	Cu (тыс. т)	329,7	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200		–	–	1323	1323	4,013
		Mo (тыс. т)	329,7	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200		–	–	33	33	0,1
		Au (т)	329,7	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200		–	–	8,58	8,58	0,026
		Au (т)	329,7	Золото-сульфидно-кварцевый и золото-скарново-магнетитовый	ГМК-200		–	–	69,6	69,6	0,211
4.3.1.1	Манюкуюское рудное поле потенциальное	Cu (тыс. т)	50,8	Медно-(молибден)-порфировый	ГС-50		–	1000		1000	19,7
		Mo (тыс. т)	50,8	Медно-молибден-порфировый	ГС-50			25	–	25	0,492
		Au (т)	50,8	Медно-(молибден)-порфировый	ГС-50		–	6,4	–	6,4	0,126
		Au (т)	50,8	Золото-сульфидно-кварцевый и золото-скарново-магнетитовый	ГМК-200		–	16		16	0,315

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Площадь, S, км ²	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы и прогнозные ресурсы на 1.01.2009 г.					Удельная продуктивность
						Категория				Всего: запасы и ресурсы	
						C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
4.3.1.1	Манюкюуское рудное поле потенциальное	Cu (тыс. т)	50,8	Колчеданный	ГС-50		–	1200	–	1200	23,622
		Pb (тыс.т)	50,8	Колчеданный	ГС-50		–	70	–	70	1,378
		Zn (тыс. т)	50,8	Колчеданный	ГС-50		–	700	–	700	13,78
4.3.1.2	Янаслорское рудное поле потенциальное	Cu (тыс. т)	16,7	Медно-молибден-порфировый	ГДП-50		178	380	–	558	33,413
		Mo (тыс. т)	16,7	Медно-молибден-порфировый	ГДП-50		42	80	–	122	7,305
		Zn (тыс. т)	16,7	Медно-молибден-порфировый	ГДП-50			250	–	250	14,97

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых
территории листа Q-41-XVI**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов*	Прогнозные ресурсы
Металлические полезные ископаемые Черные металлы	Хром (млн т)	Рудных полей – 8	P ₁ P ₂	24,1 107,3
	Цветные металлы	Медь (тыс. т)	Рудных узлов – 1 Рудных полей – 5	P ₁ P ₂ P ₃
Свинец (тыс. т)		Рудных полей – 1	P ₂	70
Цинк (тыс. т)		Рудных полей – 2	P ₁ P ₂	18 950
Молибден (тыс. т)		Рудных узлов – 1 Рудных полей – 2	P ₁ P ₂ P ₃	42 105 33
Благородные металлы	Золото коренное (т)	Рудных узлов – 2 Рудных полей – 4	P ₂ P ₃	22,4 89
	Платина (т)	Рудных узлов – 1 Рудных полей – 3	P ₃	15
	Палладий (т)	Рудных узлов – 1 Рудных полей – 3	P ₃	75
	МПГ (Pt, Pd) коренные (т)	Рудных узлов – 1	P ₃	20
	МПГ (Pt, Pd) россыпные (т)	Рудных узлов – 1	P ₃	4
	МПГ (Os, Ir, Ru, Rh) коренные (т)	Рудных полей – 3	P ₃	28,3
Неметаллические полезные ископаемые Химическое сырье	Барит (млн т)	Рудных полей – 1	P ₁	1,5

*Ресурсы категорий P₁ и P₂ приводятся по авторским данным: хромиты [154, 155], медь, молибден, свинец, цинк [137, 146, 155]; золото [146, 166]; бариты [143].

**Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов
(на территории листа Q-41-XVI)**

№ п/п	Индекс, наименование объекта Вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ре- сурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по резуль- татам работ		
1	4.1.1.1 Кечьпельское рудное поле Тугоплавкие МПГ (Os, Ir, Ru, Rh) для попутного извлечения при переработке бога- тых высокохромистых руд (т)	Не оценива- лись	P ₃ 3,9	P ₃ +3,9	Уточнение параметров при проведении поиско- вых и поисково-оценочных работ на хроми- ты
2	4.1.1.2 Хойлинское рудное поле Тугоплавкие МПГ (Os, Ir, Ru, Rh) для попутного извлечения при переработке богатых высоко- хромистых руд (т)	Не оценива- лись	P ₃ 19,8	P ₃ +19,8	Уточнение параметров при проведении поиско- вых и поисково-оценочных работ на хроми- ты
3	4.1.1.6 Верхнелагортинское рудное поле Тугоплавкие МПГ (Os, Ir, Ru, Rh) для попутного извлечения при переработке богатых высоко- хромистых руд (т)	Не оценива- лись	P ₃ 4,6	P ₃ +4,6	Уточнение параметров при проведении поиско- вых и поисково-оценочных работ на хроми- ты
4	4.0.1. Хойлависско-Большелагортинский по- тенциальный палладий-платиноносный руд- нороссыпный узел Pt + Pd (всего, т)	Впервые выде- ленный объект	P ₃ 24	P ₃ +24	Поисковые работы на платиноиды в пределах Хойлависско-Большелагортинского руднорос- сыпного узла
	<i>в том числе: коренное оруденение россыти</i>	Не оценива- лось	20 4	+20 +4	
5	4.2.1. Пятиреченский рудный узел (за пределами рудных полей)				Поисковые работы на медь, золото, платиноиды в полосе Кэршорской рудоносной зоны
	Cu (тыс. т)	P ₃ 647	P ₃ 489,6	P ₃ -157,4	
	Au (т)	P ₃ 32,35	P ₃ 4,48	P ₃ -27,87	

№ п/п	Индекс, наименование объекта Вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ре- сурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по резуль- татам работ		
	Pt (т)	P ₃ 6,5	P ₃ 6,1	P ₃ -0,4	Поисковые работы на медь, золото, платиноиды в полосе Кэршорской рудоносной зоны
	Pd (т)	P ₃ 35,6	P ₃ 36	P ₃ +0,4	
6	4.2.0.1. Лагортаегартское потенциальное рудное поле (вне рудных узлов)	Впервые выделенный объект			»
	Cu (тыс. т)	Не оценивались	P ₃ 91,8	P ₃ +91,8	»
	Au (т)	Не оценивались	P ₃ 2,6	P ₃ +2,6	
	Pt (т)	Не оценивались	P ₃ 3,62	P ₃ +3,62	
	Pd (т)	Не оценивались	P ₃ 15,6	P ₃ +15,6	
7	4.2.0.2 Пагинское потенциальное рудное поле (вне рудных узлов)	Впервые выделенный объект			
	Cu (тыс. т)	Не оценивались	P ₃ 91,8	P ₃ +91,8	»
	Au (т)	Не оценивались	P ₃ 2,6	P ₃ +2,6	
	Pt (т)	Не оценивались	P ₃ +3,62	P ₃ +3,62	
	Pd (т)	Не оценивались	P ₃ 15,6	P ₃ +15,6	
8	4.2.0.3 Лабахэйское потенциальное рудное поле (вне рудных узлов)	Впервые выделенный объект			

№ п/п	Индекс, наименование объекта Вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ре- сурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по резуль- татам работ		
	Cu (тыс. т)	Не оценива- лись	P ₃ 45,9	P ₃ +45,9	Поисковые работы на медь, золото, платиноиды в полосе Кэршорской рудоносной зоны
	Au (т)	Не оценива- лись	P ₃ 1,3	P ₃ +1,3	
	Pt (т)	Не оценива- лись	P ₃ 1,81	P ₃ +1,81	
	Pd (т)	Не оценива- лись	P ₃ 7,8	P ₃ +7,8	
9	4.3.1 Таньюский рудный узел (за пределами рудных полей)				
	Cu (тыс. т)	P ₃ 1012	P ₃ 1323	P ₃ +311	
	Mo (тыс. т)	P ₃ 33	P ₃ 33	P ₃ 0	
	Au (т) (в составе медно-порфировых руд)	P ₃ 6,6	P ₃ 8,58	P ₃ +1,98	
	Au (т) (кварц-золото-сульфидный и скарновый типы)	Не оценива- лось	P ₃ 69,6	P ₃ +69,6	

**Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин,
показанных на геологической карте**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы
I-1-1	Опорный разрез яйюской свиты (руч. Грубевож)	[67]
II-1-7	Опорный разрез пальникшорской толщи	[55]
II-4-2	Петротипический разрез кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса (междуречье Трубаю–Лагортаю)	[162]
II-4-4	Петротип лагортаюского комплекса дайкового долеритового (верхнее течение р. Лагорта-Ю)	[87]
III-1-11	Стратотип погурейской свиты (руч. Погурей-Егарт)	[19]
III-1-12	Стратотип черногорской серии (гора Чёрная)	[135]
III-4-10	Петротип янаслорского гранитового комплекса, (Янаслорский гранитный массив)	[135]
IV-3-17	Опорный разрез войкарской свиты	[40]
Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных отложений		
I-1-1	Скважина, 25 м. Вскрывает разрез среднечетвертичных ледниковых отложений, сылвицкого лимноаллювия, роговской свиты	[18]
II-2-2	Скважина, 10 м. Разрез среднечетвертичных отложений	[18]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
II-3-8	Плагиогранит, лагортауский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	444,1 ± 6,5	[123] 13503
II-4-3	Плагиогранит, лагортауский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	452,7 ± 5,1	[123] 8813
II-4-5	Габбродиорит, собский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	401,2 ± 5,1	[123] 6063/1
II-4-6	Габбро, кэршорский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	446 ± 2	[123] 5052-3
III-1-14	Риолит, пожемский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	510 ± 4	[123] 2046/1
III-3-13	Кварцевый диорит, собский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	404,0 ± 5,9	[123] 2017
III-4-9	Гранит, янаслорский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	382,9 ± 8,3	[123] 1020/4
IV-1-15	Плагиогранит, погурейский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	437,0 ± 5,5	[123] 2048/5
IV-2-16	Гранодиорит, собский комплекс	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	389,5 ± 4,1	[123] 8027/1

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД РАЙОНА

ПРИЛОЖЕНИЕ 8.1

Химические составы минералов из горных пород
райизско-войкарского комплекса

Составы оливинов из гарцбургитов

Образец	SiO ₂	MgO	MnO	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Fo, %
110912	40,26	48,40	0,00	11,00	0,34	0,00	100,00	81,48
110943	40,46	49,36	0,00	9,93	0,26	0,00	100,01	83,25
1	40,12	48,08	0,15	10,78	0,43	0,00	99,56	81,69
2	41,00	47,75	0,17	10,31	0,36	0,00	99,59	82,24
3	40,43	48,08	0,15	10,78	0,43	0,00	99,87	81,69
4	41,35	48,70	0,13	8,25	0,43	0,04	98,90	85,51
5	40,68	47,23	0,13	9,69	0,36	0,00	98,09	82,98

Составы ромбических пироксенов из гарцбургитов

Номер образца	SiO ₂	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	CaO	Сумма
110943	57,87	35,81	6,32	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	100,00
110943	58,03	35,55	6,42	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	100,00
1	56,99	33,46	6,28	0,90	0,33	0,16	0,64	98,76
2	55,19	32,91	6,02	2,72	0,61	0,14	0,41	98,00
3	55,61	32,66	7,04	2,18	0,28	0,19	0,42	98,38

Составы моноклинных пироксенов из гарцбургитов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
Гарцбургит	51,82	0,04	2,11	0,73	1,89	0,07	16,88	23,74	0,10	97,38
Гарцбургит	51,97	0,09	2,23	0,68	1,90	0,07	16,70	23,74	0,11	97,49

Составы оливинов из дунитов

Номер образца	Местонахождение	SiO ₂	MgO	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	CaO	Сумма	Fo, %
110911	Река Погурей	40,92	51,02	7,32	0,64	0,00	0,00	99,90	87,45
110826	Река Игядейёган	41,61	52,21	5,98	0,33	0,00	0,00	100,13	89,72
157		41,00	50,95	6,89	0,28	0,07	0,11	99,30	88,09
225-5		40,56	47,49	8,80	0,28	0,01	0,00	97,14	84,37

**Химический состав хромшпинелидов из руд Лабогейского рудного узла
(по данным микронзондового анализа)**

Номер образца	Точка	Cr ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	CaO	Сумма
249/2	1	43,35	5,64	16,45	0,87	33,68	0,00	99,99
	2	28,87	8,42	28,49	0,86	33,37	0,00	100,01
	4	43,92	6,07	18,67	0,38	30,96	0,00	100,00
	5	27,85	9,68	32,07	0,64	29,76	0,00	100,00
086/1	1	49,16	14,09	21,55	0,27	14,93	0,00	100,00
	2	50,13	14,19	20,64	0,19	14,85	0,00	100,00
311/1	1	36,49	15,62	31,85	0,27	15,77	0,00	100,00
	2	35,46	15,41	32,70	0,40	16,03	0,00	100,00
245/2	1	43,64	16,10	27,33	0,00	12,86	0,00	99,93
	3	54,56	13,21	16,93	0,19	15,10	0,00	99,99
	4	51,73	12,76	13,29	0,55	21,67	0,00	100,00
131/1	1	43,63	15,32	27,01	0,23	13,81	0,00	100,00
	5	43,35	15,26	27,46	0,15	13,78	0,00	100,00
074/2	1	41,62	16,53	29,21	0,17	12,47	0,00	100,00
	2	41,73	16,81	28,46	0,16	12,83	0,00	99,99
	4	48,66	14,60	22,76	0,00	13,99	0,00	100,01
114/2	3	44,15	13,21	24,97	0,40	13,30	3,97	100,00
139/1	2	36,68	15,28	31,75	0,35	15,94	0,00	100,00
	3	46,53	12,28	10,02	1,22	29,95	0,00	100,00
254/2	1	20,30	1,40	3,89	4,28	70,13	0,00	100,00
	2	25,32	7,98	30,81	0,33	35,56	0,00	100,00
	3	28,19	0,93	0,74	1,84	68,29	0,00	99,99
086/2	1	48,76	13,65	20,97	0,30	16,32	0,00	100,00
	2	55,25	8,32	1,48	0,40	34,56	0,00	100,01
083/1	1	52,88	8,74	9,58	0,25	28,55	0,00	100,00
	2	37,88	14,67	26,44	0,12	20,89	0,00	100,00
322/2	1	41,25	14,31	27,54	0,11	16,79	0,00	100,00
335/2	1	44,10	16,47	25,40	0,31	13,72	0,00	100,00
	2	45,67	15,73	24,55	0,31	13,75	0,00	100,01
	3	45,06	15,92	24,64	0,47	13,91	0,00	100,00
	4	44,73	16,08	25,04	0,40	13,74	0,00	99,99
	5	45,37	15,94	24,62	0,32	13,75	0,00	100,00
	6	57,07	13,68	7,68	0,43	21,14	0,00	100,00
139/2	1	31,79	14,97	30,25	0,38	22,61	0,00	100,00

**Химический состав аксессуарных минералов из руд Лабогейского рудного узла
(по данным микрозондового анализа)**

Номер образца	Точка	Название	Ni	Fe	Cr	Co	Cu	Al	Pb	As	S	Сумма
249/2	3	Пентландит	35,64	27,84	1,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	35,31	100,00
086/1	3	Хизлеудит	70,75	0,59	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,99	100,00
311/1	4	Пентландит	39,11	22,09	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	1,64	36,32	99,99
245/2	2	Хизлеудит	69,85	0,39	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,66	100,00
131/1	2	Хизлеудит	70,28	0,54	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,23	100,00
	4	Хизлеудит	69,14	1,00	1,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,59	100,01
	6	Ферроникель	71,48	22,41	5,41	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	100,00
074/2	3	Миллерит	63,51	0,57	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	34,82	100,00
114/2	1	Хизлеудит	71,58	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,16	99,98
139/1	1	Пентландит	34,70	28,50	0,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,01	100,00
	4	Хизлеудит	70,34	0,96	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,75	100,00
254/2	4	Пентландит	31,40	31,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,81	100,00
	5	Пентландит	33,77	29,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,44	100,00
086/2	3	Хизлеудит	70,38	0,41	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,87	100,01
083/1	3	Хизлеудит	69,81	1,35	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,07	100,00
	4	Ферроникель	75,50	23,42	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00
322/2	2	Гудлевскит	60,39	1,15	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	3,45	34,77	100,00
139/2	2	Пентландит	34,83	31,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	33,90	99,99
	3	Пентландит	25,83	35,66	0,00	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	37,87	100
	4	Пентландит	43,98	22,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	33,95	100
	5	Борнит	0,00	11,66	0,00	0,00	61,39	0,00	0,00	0,00	26,95	100
	9	Пентландит	37,39	28,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	34,06	34,06
	10	Пентландит	42,01	34,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,52	100,00
	11	Пентландит	41,19	39,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	19,77	100,00
110761	2	Пентландит	29,13	46,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,56	100,00
	3	Хизлеудит	71,64	1,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,02	99,93
	4	Никелин	64,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	35,32	0,00	100,00
	7	Халькопирит	0,00	16,50	0,00	0,00	48,16	0,00	0,00	0,00	35,33	99,99
1104920	5	Шандит	26,41	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	62,69	0,00	9,99	100,00
110826	3	Хизлеудит	87,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	34,76	122,39
110512	2	Хизлеудит	70,46	1,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,91	100,00
	3	Борнит	0,00	12,08	0,00	0,00	67,22	0,00	0,00	0,00	20,69	99,99
110233	7	Хизлеудит	72,54	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	26,89	100,00
110092	1	Халькопирит	0,00	30,79	0,00	0,00	34,57	0,00	0,00	0,00	34,64	100,00

Химический состав гипербазитов райизско-войкарского комплекса (вес. %)

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V	Cr	Fe ₂ O ₃ общ	
002/1	Гарибургит	Лабогей	38,8	0,015	0,52	3,63	3,83	0,11	42,7	1,19	0,05	0,01	0,05	8,58	99,7	0,005	0,25	7,88	
002/3	Гарибургит		38,6	0,016	0,7	4,39	3,18	0,11	41,8	0,99	0,05	0,023	0,05	9,5	99,6	0,005	0,28	7,92	
039/1	Гарибургит		39,2	0,022	0,78	2,84	4,69	0,11	43,6	0,86	0,05	0,083	0,05	7,21	99,9	0,005	0,26	8,05	
042/1	Гарибургит		40,3	0,018	1,07	1,88	5,42	0,11	42,8	1,64	0,098	0,025	0,05	5,9	99,9	0,005	0,29	7,89	
043/1	Гарибургит		40,2	0,014	0,6	3,2	4,69	0,12	45,2	0,75	0,05	0,013	0,05	4,7	99,9	0,005	0,23	8,41	
044/1	Гарибургит		39,8	0,012	0,73	3,41	3,9	0,11	44,2	1,24	0,05	0,01	0,05	6,01	99,7	0,005	0,25	7,73	
087/1	Гарибургит		41	0,015	0,75	4,13	3,61	0,12	43,2	1,07	0,05	0,019	0,05	5,55	99,7	0,005	0,23	8,14	
088/1	Гарибургит		40,7	0,01	0,85	3,75	3,83	0,12	43,8	1,06	0,05	0,01	0,05	5,37	99,7	0,005	0,29	8	
093/1	Гарибургит		39,1	0,012	0,61	4,18	3,25	0,11	42,6	0,84	0,05	0,01	0,05	8,68	99,7	0,005	0,28	7,79	
094/1	Гарибургит		41	0,016	0,96	2,57	5,05	0,12	43,7	1,48	0,05	0,015	0,05	4,53	99,9	0,005	0,28	8,18	
132/1	Гарибургит		40	0,017	0,74	2,73	4,91	0,12	42,7	1,32	0,051	0,019	0,05	6,68	99,8	0,005	0,25	8,18	
134/1	Гарибургит		40,3	0,01	0,72	3,96	3,61	0,11	42,8	0,93	0,05	0,011	0,05	7,07	99,8	0,005	0,25	7,97	
135/1	Гарибургит		38,8	0,011	0,62	3,76	3,97	0,11	43,2	1,14	0,05	0,01	0,05	7,62	99,6	0,005	0,26	8,17	
302/1	Гарибургит		39,1	0,01	0,66	4,49	3,75	0,12	42,4	1,12	0,05	0,01	0,05	7,63	99,7	0,005	0,26	8,66	
312/1	Гарибургит		38,7	0,015	0,9	3,88	3,9	0,11	42,7	1,24	0,05	0,012	0,05	7,99	99,7	0,005	0,27	8,21	
334/1	Гарибургит		39,1	0,01	0,64	4,03	3,47	0,11	41,9	1,17	0,05	0,01	0,05	8,99	99,7	0,005	0,26	7,88	
218/1	Гарибургит		36	0,025	0,41	3,5	4,77	0,12	46	0,61	0,05	0,01	0,05	7,94	99,8	0,005	0,24	8,79	
222/1	Гарибургит		39,5	0,026	0,56	3,24	4,33	0,11	45,3	0,65	0,05	0,022	0,05	5,65	99,8	0,005	0,23	8,05	
6074	Гарибургит		Мал. Лагорга	39,8	0,01	0,05	2,77	5,2	0,12	45,6	0,7	0,05	0,01	0,05	5,18	99,8	0,005	0,32	8,55
6075	Гарибургит			40,6	0,016	1	1,49	6,14	0,12	43,6	1,79	0,05	0,02	0,05	4,41	99,9	0,005	0,26	8,3
040/1	Дунит		Лабогей	40,7	0,01	0,6	2,99	4,48	0,11	44,9	0,93	0,05	0,012	0,05	4,62	99,7	0,005	0,3	7,96
065/1	Дунит			35,8	0,01	0,05	4,59	3,47	0,11	45,1	0,37	0,05	0,013	0,05	10,2	99,9	0,005	0,14	8,44
089/1	Дунит	35,5		0,012	0,05	5,19	3,9	0,12	45,4	0,25	0,41	0,052	0,058	8,67	100	0,005	0,17	9,52	
090/1	Дунит	35,7		0,018	0,33	4,22	4,55	0,12	46,6	0,34	0,05	0,016	0,05	7,37	99,7	0,005	0,35	9,27	
091/1	Дунит	35,1		0,014	0,44	5,04	3,32	0,12	45	0,26	0,05	0,01	0,05	10,1	99,6	0,005	0,44	8,73	
092/1	Дунит	35,3		0,016	0,3	4,48	3,47	0,11	44,7	0,52	0,1	0,019	0,05	10,5	99,9	0,005	0,21	8,32	
095/1	Дунит	35,6		0,018	0,43	3,05	4,69	0,11	47,8	0,26	0,05	0,026	0,05	7,49	99,9	0,005	0,3	8,26	
133/1	Дунит	35,5		0,01	0,14	4,22	5,2	0,13	46,4	0,18	0,05	0,01	0,05	7,69	99,9	0,005	0,18	9,99	
136/1	Дунит	34,2		0,01	0,05	4,32	3,25	0,11	45,8	0,31	0,05	0,01	0,05	11,5	99,8	0,005	0,28	7,92	
137/1	Дунит	33,8		0,011	0,052	4,93	3,1	0,11	44,9	0,28	0,05	0,01	0,05	12,4	99,8	0,005	0,27	8,38	
138/1	Дунит	27,7		0,07	6,4	8,86	1,44	0,15	35,7	0,24	0,05	0,021	0,05	8,98	89,7	0,018	6,9	10,5	
323/1	Дунит	36,1		0,032	0,41	4,42	3,97	0,12	43,6	1,43	0,05	0,01	0,05	9,21	99,7	0,005	0,33	8,83	
324/1	Дунит	35,8		0,015	0,21	4	4,48	0,12	46,7	0,37	0,05	0,023	0,05	7,76	99,9	0,005	0,28	8,97	
333/1	Дунит	33,7		0,011	0,23	4,41	3,47	0,11	45,1	0,26	0,05	0,01	0,05	11,7	99,4	0,005	0,59	8,26	
335/1	Дунит	33,7		0,013	0,093	4,97	2,74	0,11	44,4	0,33	0,05	0,01	0,05	13,2	99,8	0,005	0,28	8,02	
336/1	Дунит	33,8		0,016	0,97	6,02	3,25	0,12	43	0,59	0,05	0,01	0,05	11,4	99,4	0,005	0,46	9,63	
219/1	Дунит	35,6		0,02	0,33	3,48	4,48	0,11	45,9	0,47	0,05	0,01	0,05	9,03	99,8	0,005	0,26	8,45	
219/2	Дунит	35		0,018	0,28	4,04	3,97	0,11	45,9	0,3	0,05	0,01	0,05	9,65	99,6	0,005	0,45	8,45	
220/1	Дунит	34,9		0,014	0,07	4,63	3,97	0,12	45,7	0,24	0,05	0,018	0,05	9,78	99,8	0,005	0,29	9,04	
221/1	Дунит	35,6		0,016	0,48	3,72	4,12	0,12	46,8	0,44	0,05	0,01	0,05	8,03	99,6	0,005	0,47	8,29	
223/1	Дунит	28,6		0,057	5,84	5,84	3,25	0,13	40,3	0,32	0,05	0,026	0,05	5,84	90,6	0,014	6,44	9,45	
224/1	Дунит	35,1		0,011	0,45	3,94	4,04	0,11	46,4	0,4	0,05	0,01	0,05	8,84	99,6	0,005	0,4	8,43	
60733	Дунит	Мал. Лагорга	34,9	0,01	0,05	4,45	2,6	0,11	46,8	0,17	0,05	0,01	0,05	11,2	100	0,005	0,17	7,33	
6076	Дунит		38,4	0,01	0,05	2,44	4,77	0,11	49,2	0,16	0,05	0,01	0,05	4,09	99,3	0,005	0,41	7,73	
6078	Дунит		36	0,018	0,24	6,99	1,59	0,14	40,8	0,23	0,05	0,01	0,05	13,5	99,6	0,005	0,31	8,75	

Редкоэлементный состав гипербазитов райизско-войкарского комплекса (г/г)

Номер пробы	Порода	Привязка	Rb	Sr	Ba	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
002/1	Гарцбургиты	Лабогей	0,88	1,16		0,1	0,5	0,1	0,25	9,88	6,51	0,1	0,33	1,33	0,23	1,51	0,64	0,28	0,94	0,18	1,16	0,26	0,74	0,099	0,68	0,094		
039/1			2	5,57	7	0,1	0,5	0,1	0,099	1,73	0,27	0,1	0,16	0,33	0,046	0,13	0,04	0,011	0,019	0,005	0,015	0,012	0,016	0,0089	0,032	0,011		
042/1			2	1,91	3	0,1	0,5	0,1	0,049	1,16	0,21	0,1	0,059	0,11	0,01	0,051	0,005	0,005	0,01	0,005	0,011	0,005	0,025	0,0073	0,024	0,0061		
043/1			2	1	3	0,1	0,5	0,1	0,087	1,55	0,41	0,1	0,052	0,11	0,011	0,023	0,0083	0,0057	0,015	0,0067	0,024	0,012	0,055	0,0057	0,012	0,014		
044/1			2	1,19	3	0,1	0,5	0,1	0,034	1,38	0,3	0,1	0,049	0,077	0,01	0,038	0,0056	0,005	0,01	0,005	0,018	0,0074	0,048	0,0078	0,02	0,0091		
087/1			2	3,22	3	0,1	0,5	0,1	0,024	1,39	0,33	0,1	0,054	0,066	0,01	0,032	0,0056	0,005	0,015	0,006	0,029	0,011	0,026	0,0092	0,036	0,014		
088/1			2	1	3	0,1	0,5	0,1	0,034	1,14	0,1	0,1	0,025	0,072	0,01	0,01	0,0056	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,0052		
093/1			2	4,39	3	0,1	0,5	0,1	0,077	1,86	0,4	0,1	0,13	0,28	0,028	0,088	0,005	0,0056	0,019	0,0067	0,046	0,01	0,044	0,011	0,046	0,011		
094/1			2	2,67	3	0,1	0,5	0,1	0,038	1,06	0,29	0,1	0,3	0,3	0,01	0,041	0,005	0,005	0,012	0,005	0,016	0,0058	0,027	0,0084	0,045	0,012		
132/1			2	2,79	3	0,1	0,5	0,1	0,062	1,71	0,32	0,1	0,1	0,22	0,025	0,14	0,045	0,011	0,036	0,0067	0,03	0,019	0,03	0,0098	0,03	0,01		
134/1			2	2,33	3	0,1	0,5	0,1	0,082	1,59	0,26	0,1	0,093	0,13	0,021	0,067	0,022	0,0097	0,027	0,008	0,03	0,015	0,017	0,0056	0,01	0,0051		
135/1			2	1,43	3	0,1	0,5	0,1	0,029	1,68	0,27	0,1	0,096	0,16	0,019	0,071	0,025	0,0089	0,01	0,006	0,03	0,0072	0,012	0,0062	0,038	0,005		
302/1			2	1,91	3	0,1	0,5	0,1	0,058	1,8	0,21	0,1	0,088	0,16	0,024	0,081	0,013	0,0055	0,023	0,005	0,027	0,011	0,025	0,005	0,02	0,0051		
312/1			2	3,33	3	0,1	0,5	0,1	0,062	1,86	0,28	0,1	0,1	0,16	0,02	0,065	0,005	0,005	0,01	0,005	0,014	0,0064	0,019	0,0055	0,025	0,005		
334/1			2	1,81	3	0,1	0,5	0,1	0,033	1,61	0,47	0,1	0,097	0,22	0,03	0,13	0,005	0,0055	0,033	0,0059	0,044	0,014	0,047	0,009	0,075	0,014		
218/1			2	2,9	3	0,1	0,5	0,1	0,052	2,57	0,3	0,1	0,079	0,14	0,016	0,076	0,022	0,0063	0,017	0,005	0,016	0,0071	0,011	0,005	0,038	0,0071		
222/1			2	3,73	3	0,1	0,5	0,1	0,057	1,41	0,51	0,1	0,079	0,16	0,023	0,089	0,017	0,0096	0,028	0,0053	0,066	0,021	0,024	0,013	0,07	0,018		
6074				Мал. Лагорга	2	2,43	3	0,1	0,5	0,1	0,019	1,1	0,13	0,1	0,025	0,043	0,01	0,039	0,005	0,005	0,01	0,005	0,016	0,0079	0,011	0,005	0,02	0,0071
6075					2	1,76	3	0,1	0,5	0,1	0,043	1,2	0,25	0,1	0,056	0,072	0,011	0,031	0,012	0,005	0,012	0,005	0,01	0,0058	0,028	0,0077	0,042	0,0091
040/1			Дуниты	Лабогей	2	1,5	3	0,1	0,5	0,1	0,014	1,08	0,3	0,1	0,047	0,083	0,013	0,072	0,005	0,0076	0,022	0,0059	0,036	0,011	0,015	0,007	0,04	0,013
065/1	2	2,01			3	0,1	0,5	0,1	0,042	1,04	0,14	0,1	0,036	0,087	0,01	0,033	0,01	0,0051	0,01	0,005	0,011	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
089/1	2	2,85			3	0,1	0,5	0,1	0,056	1,34	0,18	0,1	0,05	0,081	0,012	0,053	0,005	0,005	0,012	0,0066	0,016	0,0058	0,01	0,005	0,01	0,0077		
090/1	2	2,07			3	0,1	0,5	0,1	0,033	1,21	0,25	0,1	0,093	0,14	0,022	0,11	0,005	0,005	0,024	0,0085	0,028	0,0066	0,018	0,005	0,015	0,0076		
091/1	2	3,93			3	0,1	0,5	0,1	0,047	1,37	0,27	0,1	0,06	0,08	0,016	0,049	0,005	0,005	0,015	0,005	0,026	0,0073	0,034	0,005	0,045	0,005		
092/1	2	3,36			3	0,1	0,5	0,1	0,061	1,43	0,37	0,1	0,037	0,1	0,015	0,04	0,025	0,0064	0,027	0,0092	0,035	0,013	0,038	0,014	0,04	0,011		
095/1	2	1,72			3	0,1	0,5	0,1	0,066	1,75	0,87	0,1	0,045	0,11	0,023	0,12	0,048	0,012	0,09	0,012	0,12	0,026	0,092	0,015	0,054	0,012		
133/1	2	1,35			3	0,1	0,5	0,1	0,057	1,15	0,24	0,1	0,059	0,097	0,017	0,045	0,005	0,005	0,019	0,0079	0,014	0,0058	0,028	0,0065	0,025	0,007		
136/1	2	1,21			3	0,1	0,5	0,1	0,048	1,09	0,1	0,1	0,049	0,073	0,014	0,031	0,0051	0,005	0,01	0,005	0,014	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
137/1	2	1,29			3	0,1	0,5	0,1	0,048	1,1	0,24	0,1	0,046	0,082	0,01	0,019	0,005	0,005	0,01	0,005	0,016	0,01	0,029	0,008	0,044	0,012		
138/1	2	1,6			3	0,1	0,5	0,1	0,049	1,65	0,19	0,1	0,048	0,086	0,01	0,023	0,017	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,0073	0,013	0,005
323/1	2	1,64			3	0,1	0,5	0,1	0,039	1,23	0,23	0,1	0,042	0,061	0,01	0,036	0,011	0,005	0,011	0,0079	0,028	0,0087	0,022	0,005	0,02	0,0072		
324/1	2	2,14			3	0,1	0,5	0,1	0,043	1,85	0,44	0,1	0,74	0,76	0,062	0,22	0,022	0,014	0,043	0,011	0,051	0,012	0,026	0,0064	0,036	0,008		
333/1	2	1,51			3	0,1	0,5	0,1	0,1	4,13	0,34	0,1	0,16	0,28	0,027	0,11	0,017	0,011	0,029	0,0054	0,044	0,01	0,026	0,005	0,05	0,0073		
335/1	2	3,1			3	0,1	0,5	0,1	0,048	1,28	0,12	0,1	0,053	0,073	0,01	0,026	0,005	0,0052	0,01	0,0054	0,015	0,005	0,011	0,005	0,01	0,005		
336/1	2	2,11			3	0,1	0,5	0,1	0,038	1,47	0,16	0,1	0,053	0,098	0,01	0,033	0,005	0,005	0,01	0,005	0,017	0,0073	0,011	0,005	0,018	0,005		
219/1	2	4,11			3	0,1	0,5	0,1	0,033	1,82	0,35	0,1	0,26	0,43	0,041	0,12	0,027	0,0078	0,027	0,01	0,058	0,012	0,023	0,005	0,035	0,008		
219/2	2	1,33			3	0,1	0,5	0,1	0,051	2,12	0,45	0,1	0,11	0,21	0,014	0,11	0,02	0,0091	0,02	0,0055	0,037	0,0094	0,032	0,005	0,04	0,0051		
220/1	2	1,27			3	0,1	0,5	0,1	0,07	1,48	0,29	0,1	0,072	0,13	0,014	0,046	0,015	0,0086	0,021	0,005	0,033	0,0072	0,027	0,005	0,03	0,005		
221/1	2	2,53			3	0,1	0,5	0,1	0,033	1,33	0,22	0,1	0,082	0,1	0,013	0,041	0,01	0,005	0,016	0,005	0,01	0,0065	0,019	0,005	0,018	0,005		
223/1	2	1,77	3	0,1	0,5	0,1	0,049	1,13	0,1	0,1	0,033	0,046	0,01	0,013	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005				
224/1	2	1,54	3	0,1	0,5	0,1	0,061	1,61	0,21	0,1	0,089	0,18	0,023	0,084	0,025	0,0084	0,022	0,005	0,023	0,0066	0,014	0,005	0,01	0,005				
60733		Мал. Лагорга	2	2,04	3	0,1	0,5	0,1	0,046	1,49	0,41	0,1	0,075	0,12	0,014	0,056	0,023	0,007	0,024	0,0085	0,053	0,016	0,038	0,011	0,044	0,011		
6076			2	1,21	3	0,1	0,5	0,1	0,038	1,2	0,1	0,1	0,024	0,039	0,01	0,021	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
6078			2	3,43	4	0,1	0,5	0,1	0,053	1,38	0,3	0,1	0,077	0,11	0,013	0,037	0,012	0,005	0,01	0,005	0,041	0,014	0,03	0,0092	0,037	0,0099		

Химический состав горных пород кэршорского комплекса

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Cr	
11	Метагаббро	Лагортаегарт	48,5	0,15	16,3	0,84	5,75	0,15	11,7	14,2	0,43	0,059	0,05	1,58	99,709	0,015	
1109614	Метагаббро	Погурей	47,7	0,16	16	1,17	5,44	0,14	11,7	13,6	0,58	0,061	0,05	2,77	99,371	0,023	
1109615	Метагаббро		48,8	0,2	12,8	1,76	5,65	0,16	14,4	13,1	0,33	0,049	0,05	1,87	99,169	0,059	
1109616	Метагаббро		48,5	0,21	12,7	1,91	5,58	0,17	13,1	14,8	0,091	0,053	0,05	2,13	99,294	0,019	
1109617	Метагаббро		47,5	0,13	15,1	1,13	4,33	0,12	12,1	17	0,25	0,047	0,05	1,75	99,507	0,06	
110981	Метагаббро	Лагортаю	45,3	0,14	2,35	5,1	4,33	0,15	24,7	12,2	0,05	0,032	0,05	4,9	99,302	0,21	
110982	Верлит		44,5	0,059	26,3	0,72	1,74	0,051	5,55	18	1,47	0,044	0,05	1,48	99,964	0,026	
110983	Серпентинит		35,4	0,029	1,22	7,73	3,35	0,16	37,2	2,13	0,05	0,022	0,05	12	99,341	0,36	
110984	Серпентинит		37,2	0,032	2,54	7,73	3,35	0,17	35,9	1,05	0,05	0,034	0,05	11,4	99,506	0,33	
111001	Метагаббро		48,2	0,31	20,1	0,72	3,21	0,083	8,68	16,3	0,94	0,044	0,06	0,84	99,487	0,066	
12068	Метагаббро	Погурей	48,1	0,29	13,5	2,08	5,23	0,14	12	14,6	1,48	0,056	0,05	1,92	99,446	0,079	
12069	Метагаббро		41,6	1,09	16,1	7,78	10,5	0,25	7,28	12	0,78	0,055	0,05	1,31	98,795	0,0035	
120781	Метагаббро	Лагортаю	47,8	0,16	17,2	1,51	3,21	0,11	11,7	15,7	0,83	0,054	0,05	1,32	99,644	0,052	
12080	Метагаббро		41,1	0,58	21,2	9,02	5,23	0,16	7,06	13,6	0,6	0,15	0,05	0,66	99,41	0,0027	
13	Клинопироксенит	Лагортаегарт	41,6	0,033	0,73	7,75	4,48	0,16	30,4	6,5	0,15	0,05	0,05	7,46	99,363	0,24	
13а	Клинопироксенит		51,8	0,11	3,12	7,45	0,25	0,16	19,3	15,5	0,13	0,049	0,05	2,18	100,099	0,22	
38/1	Метагаббро	Мал. Лагорта	47	0,3	17,5	1,38	6,5	0,16	9,41	14,7	0,66	0,077	0,05	1,82	99,557	0,014	
38/10	Метагаббро		46,6	0,05	18,3	1,43	5,6	0,13	9,81	14,3	0,37	0,048	0,05	3,06	99,748	0,0061	
38/10ск	Метагаббро		38,9	0,39	16,6	4,97	13,1	0,13	7,14	14,4	0,11	0,092	0,05	2,66	98,542	0,011	
38/11	Метагаббро		44	0,25	22,7	3,6	6,13	0,16	4,73	13,9	0,83	0,061	0,05	3,03	99,441	0,0063	
38/12	Метагаббро		47,2	0,085	17,1	1,62	7,25	0,17	9,42	13,1	0,82	0,072	0,05	2,61	99,497	0,01	
38/13	Метагаббро		45,6	0,33	18,6	1,86	8,82	0,2	8,21	12,5	0,99	0,072	0,05	2,04	99,272	0,01	
38/14	Метагаббро		43,6	0,12	17,9	1,14	4,56	0,1	14,1	13,8	0,51	0,074	0,05	3,82	99,774	0,082	
38/15	Метагаббро		50,8	0,68	15,3	1,56	7,85	0,22	7,54	12,5	1,95	0,067	0,05	0,85	99,367	0,013	
38/15а	Метагаббро		47	1,28	16,3	5,75	8,97	0,21	4,64	10,9	2,45	0,07	0,082	1,55	99,202	0,018	
38/2	Метагаббро		52,1	0,32	15,5	8,98	0,25	0,17	8,29	11,5	1,87	0,076	0,05	1,4	100,506	0,013	
38/3	Метагаббро		45,8	0,51	16,7	2,59	7,85	0,2	8,9	14	0,62	0,072	0,05	2,2	99,492	0,0097	
38/4	Метагаббро		46,9	0,19	16,4	1,71	6,2	0,18	9,37	15	1,03	0,057	0,05	2,44	99,527	0,018	
38/4а	Метагаббро		45,9	0,99	14,4	2,98	8,07	0,18	8,25	15,2	0,32	0,055	0,05	2,99	99,385	0,018	
38/6	Метагаббро		43,5	0,031	20,6	1,45	5,6	0,11	11,1	11,7	0,71	0,2	0,05	4,53	99,581	0,025	
38/7	Клинопироксенит		45,6	0,08	20,6	1,12	4,18	0,098	8,63	15,8	0,05	0,054	0,05	3,27	99,532	0,028	
38/7а	Габбропегматит		99,2	0,01	0,22	0,3	0,25	0,01	0,23	0,27	0,05	0,044	0,05	0,11	100,744	0,0059	
38/8	Серпентинит		36,8	0,028	2,5	9,44	4,78	0,18	33,9	0,6	0,14	0,04	0,05	10,9	99,358	0,21	
38/9	Лерцолит		50,1	0,052	2,04	1,86	5,08	0,16	20,3	17,2	0,11	0,045	0,05	2,67	99,667	0,14	
38а	Метагаббро		46,1	0,35	16,9	2,69	7,17	0,19	9,1	14,5	0,58	0,057	0,05	1,81	99,497	0,012	
6408	Клинопироксенит		Лагортаю	49,1	0,095	5,93	1,26	5,42	0,13	18,8	16,5	0,43	0,028	0,05	1,59	99,333	0,095
6408/1	Плагиоклазовый клинопироксенит			49	0,29	12,5	1,52	6,64	0,13	13,2	12,3	2,23	0,093	0,05	1,29	99,243	0,063
6408/2	Метагаббро			41,7	0,039	28,8	0,61	2,45	0,053	6,37	14	2,26	0,017	0,05	3,56	99,909	0,049
6408/6	Метагаббро			44	0,093	21,9	0,72	3,25	0,081	10,1	15,5	1,45	0,028	0,05	2,55	99,722	0,042
6408/7	Метагаббро			41,9	0,035	25,4	1,06	2,02	0,07	7,29	18,6	0,64	0,027	0,05	2,67	99,762	0,098
6408/8	Метагаббро			46,8	0,14	17,2	0,68	3,03	0,081	11,2	17,6	0,66	0,023	0,05	2,13	99,594	0,069
6408/9	Метагаббро			43	0,12	23,4	0,4	2,02	0,059	8,8	19,2	0,46	0,025	0,05	2,19	99,724	0,19
6408/11	Верлит	35		0,031	2,58	5,51	4,33	0,15	40,7	0,9	0,05	0,01	0,05	10	99,311	0,42	
6408/12	Плагиоклазовый клинопироксенит	47,7		0,11	11,2	0,45	4,04	0,086	19,7	12,9	0,17	0,028	0,05	3,11	99,544	0,075	
6408/13	Метагаббро	45,6		0,11	21,4	0,67	2,17	0,063	8,71	18	1,01	0,034	0,05	2,08	99,897	0,064	
6408/14	Метагаббро	43,6		0,016	29,6	0,56	0,94	0,031	3,43	16,9	2,38	0,023	0,05	2,66	100,19	0,0089	
6408/15	Дунит с плагиоклазом	42,2		0,092	9,05	0,93	4,91	0,13	23,4	13	0,05	0,017	0,05	5,56	99,389	0,2	
6408/16	Метагаббро	49,7		0,13	17,5	0,41	1,88	0,054	9,76	16	1,83	0,024	0,05	2,25	99,588	0,19	
6409	Метагаббро	44,9		0,12	18,1	0,46	3,25	0,078	13	15,9	1,73	0,048	0,05	2,11	99,746	0,058	
6417	Метагаббро	Изшор		46,2	0,13	17,2	1,67	4,19	0,11	11,1	16,7	0,44	0,022	0,05	1,67	99,482	0,044
6417/1	Плагиоклазовый оливинит			39,9	0,011	19	0,77	3,83	0,07	18,9	9,87	0,46	0,026	0,05	6,8	99,687	0,0089
6417/3	Метагаббро		45,8	0,088	17,1	1,27	3,75	0,1	11,8	17,1	0,32	0,03	0,05	2,31	99,718	0,042	
6417/4	Метагаббро		50,5	0,14	16,6	1,11	4,33	0,11	10,1	12,9	2,13	0,088	0,05	1,55	99,608	0,03	
6417/5	Метагаббро		49,8	0,25	16,9	1,56	5,63	0,13	9,85	11,9	2,15	0,1	0,05	1,05	99,37	0,031	
6417/7	Оливиновый клинопироксенит		48,6	0,042	1,74	2,29	3,83	0,15	23,3	16	0,05	0,03	0,05	3,2	99,282	0,32	
6417/8	Дунит с клинопироксеном		38,4	0,017	0,46	8,33	3,25	0,17	35,3	3,35	0,05	0,018	0,05	9,83	99,225	0,34	
6417/9	Дунит с плагиоклазом		38,8	0,81	19,5	3,5	9,53	0,19	7,45	15,7	0,22	0,048	0,05	2,93	98,728	0,016	
6417/10	Верлит		49,3	0,028	1,13	1,6	5,78	0,11	28,4	6,61	0,05	0,015	0,05	5,98	99,053	0,37	
6417/11	Серпентинит		40,7	0,032	0,86	2,7	6,35	0,077	37,5	0,35	0,05	0,014	0,05	10,4	99,083	0,39	
6417/12	Верлит		42,4	0,038	1,15	3,69	5,05	0,13	32	5,9	0,05	0,018	0,05	8,75	99,226	0,32	
6417/13	Метагаббро		43,2	0,34	18	2,39	9,24	0,15	8,53	13,2	1,25	0,045	0,05	2,6	98,995	0,011	
6417/14	Верлит		41,2	0,027	1,16	5,37	2,89	0,13	33,8	5,52	0,05	0,012	0,05	8,97	99,179	0,39	
6417/16	Метагаббро		45,7	0,073	17,8	1,68	5,92	0,14	11,2	13,5	0,45	0,03	0,05	2,73	99,273	0,02	
6417/17	Метагаббро		43,8	0,2	18,9	3,6	7,08	0,2	8,19	13,1	0,67	0,024	0,05	3,38	99,194	0,019	
6417/18	Метагаббро		45,1	0,069	18,8	1,63	6,14	0,16	10	13,7	0,53	0,013	0,05	3,22	99,412	0,011	
6417/19	Метагаббро		41,4	0,41	21,1	4,02	11	0,24	5,69	10,4	0,11	0,015	0,05	4,33	98,765	0,0059	
6417/20	Метагаббро		45,1	0,099	19,4	1,88	7	0,17	7,93	13,8	1,49	0,025	0,05	2,39	99,334	0,0056	
6417/21	Метагаббро		46,2	0,16	19,7	1,41	4,48	0,13	8,88	14,8	1,31	0,02	0,05	2,43	99,57	0,065	
6417/22	Дунит с плагиоклазом		36,3	0,011	4,72	5,05	3,75	0,091	36,6	1,04	0,05	0,018	0,05	11,			

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Cr
8112	Метагаббро	Кэршор	45,7	0,12	18	2,76	4,91	0,15	9	14,9	0,51	0,012	0,05	3,31	99,422	0,027
8112/1	Метагаббро		45	0,06	19,2	1,31	3,25	0,094	11,4	16,5	0,34	0,086	0,05	2,5	99,79	0,038
8112/2	Метагаббро		45,5	0,082	17,7	1,77	4,4	0,11	11,8	15,1	0,34	0,014	0,05	2,65	99,516	0,023
8112/3	Метагаббро		46,2	0,075	18,2	1,85	3,75	0,12	9,2	17	0,84	0,023	0,05	2,48	99,788	0,019
8112/4	Метагаббро		46,2	0,077	22,1	1,16	3,18	0,085	8,12	16,4	0,49	0,013	0,05	1,84	99,715	0,018
8112/5	Метагаббро		42,3	0,28	16	2,61	7,58	0,19	11,7	14	0,05	0,01	0,05	4,32	99,09	0,01
8112/6	Дунит с плагиоклазом		39,7	1,61	15,2	10,1	10,3	0,23	6,9	12,8	0,93	0,02	0,05	1,06	98,9	0,0079
8112/7	Метагаббро		42,9	0,064	18,9	1,29	4,48	0,11	13,7	13,2	0,86	0,025	0,05	4,03	99,609	0,0044
8112/8	Верлит с плагиоклазом		42,2	0,11	9,66	4,58	8,66	0,19	20,1	8,37	0,095	0,019	0,05	5	99,034	0,0077
8112/9	Метагаббро		48,9	0,17	19,4	1,29	5,42	0,12	8,14	12,4	1,75	0,018	0,05	1,78	99,438	0,017
8112/10	Метагаббро		41,5	0,97	21,4	4,27	7,08	0,2	6,74	13,4	0,94	0,019	0,05	2,71	99,279	0,0079
8112/11	Метагаббро		48,5	0,74	17,7	3,54	6,79	0,19	6,43	12,1	2,28	0,019	0,05	1	99,339	0,0051
8112/12	Метагаббро		47,9	0,16	16,9	1,52	3,83	0,12	9,64	17,7	0,81	0,017	0,05	1,03	99,677	0,04
8112/13	Метагаббро		46,7	0,19	19,9	1,69	4,62	0,12	8,7	15,5	0,81	0,01	0,05	1,22	99,51	0,0099
8112/14	Метагаббро		44,9	0,094	24,5	0,79	2,6	0,085	6,28	15,6	1,12	0,025	0,05	3,8	99,844	0,013
8112/15	Метагаббро		43,7	0,62	18,4	3,26	7,94	0,19	7,98	13,5	0,72	0,03	0,05	2,8	99,19	0,011
8112/16	Метагаббро		46,3	0,22	16,7	2,71	4,91	0,14	7,02	13,4	0,59	0,01	0,05	7,51	99,56	0,0073
8112/17	Метагаббро	42,7	2,71	16,7	7,23	8,66	0,34	5,61	11,4	1,93	0,017	0,86	0,92	99,077	0,0042	
8113	Метагаббро	43,7	0,13	17,9	2,75	5,05	0,16	11,3	15,3	0,38	0,06	0,05	2,81	99,59	0,004	
8411	Метагаббро	Лагортаю	45,7	0,13	18,1	0,75	4,12	0,099	11,8	15,9	1,22	0,04	0,05	1,7	99,609	0,052
8411/1	Метагаббро		43,4	0,11	15,9	0,9	5,42	0,11	17,2	11,5	1,08	0,026	0,05	3,78	99,476	0,1
8411/2	Дунит с клинопироксеном		38	0,027	1,32	6,61	3,25	0,093	37,8	1,09	0,05	0,01	0,05	11,1	99,4	0,37
8411/3	Метагаббро		43,5	0,09	19,3	0,76	3,03	0,081	12,8	16,1	0,87	0,028	0,05	3,05	99,659	0,089
8411/4	Метагаббро		44,1	0,11	19,6	0,75	1,81	0,093	8,72	21,8	0,35	0,01	0,05	2,46	99,853	0,11
8411/5	Дунит с клинопироксеном		39,6	0,03	2,71	3,29	4,19	0,085	37,3	0,62	0,05	0,011	0,05	11,3	99,236	0,31
8411/6	Метагаббро		43,3	0,084	17,8	0,73	2,89	0,092	12,2	19,6	0,12	0,01	0,05	2,78	99,656	0,13
8411/7	Анортозит с клинопироксеном		37	0,03	32	0,7	1,3	0,053	4,82	20,4	0,23	0,015	0,05	3,6	100,198	0,019
8411/8	Анортозит		41,1	0,016	31,9	0,3	0,58	0,028	1,48	21,3	1,14	0,014	0,05	2,44	100,348	0,0033
8411/9	Метагаббро		43	0,084	20,8	0,5	2,17	0,067	11,3	17,9	0,64	0,026	0,05	3,07	99,607	0,16
8411/10	Метагаббро		42,5	0,029	27,9	0,56	1,44	0,031	6,17	15,2	1,94	0,33	0,05	3,86	100,01	0,035
8411/11	Дунит	36,5	0,035	1,16	3,78	6,35	0,16	44,4	0,7	0,05	0,01	0,05	5,66	98,855	0,52	
6070	Диорит	Мал. Лагорта	58,4	0,28	18,3	1,76	5,63	0,14	2,33	7,73	3,48	0,074	0,05	1,28	99,454	0,0048
60701	Метагаббро		48,1	0,61	22,3	2,76	6,5	0,15	3,56	8,66	3,94	0,035	0,41	2,35	99,375	0,002
60702	Метагаббро		44,2	0,57	21,6	3,33	8,38	0,16	4,85	11,9	2,03	0,038	0,058	2,09	99,206	0,0045
60703	Метагаббро		45,7	0,3	18,9	2,15	8,88	0,19	7,85	11,9	1,19	0,048	0,05	2,02	99,178	0,0096
60705	Метагаббро		49,5	0,23	16,2	0,89	4,12	0,11	10,1	14,9	1,66	0,11	0,05	1,77	99,64	0,011
60706	Метагаббро		37	0,026	32,1	0,75	1,23	0,052	4,63	20,5	0,05	0,02	0,05	3,62	100,028	0,027
60707	Метагаббро		43,7	0,12	17	1,4	4,62	0,1	15,2	12,9	0,47	0,03	0,05	3,86	99,45	0,11
60708	Метагаббро		48,2	0,2	20,4	0,81	3,03	0,074	8,37	14,5	1,85	0,024	0,05	2,17	99,678	0,13
60709	Метагаббро		48,6	0,37	15,7	0,64	4,04	0,11	11,6	15,1	1,42	0,055	0,05	1,76	99,445	0,12
607010	Метагаббро		45,4	0,24	18,4	1,13	4,91	0,12	11,9	12,7	1,72	0,042	0,05	2,89	99,502	0,12
607011/1	Метагаббро		47,2	0,32	17	1,8	4,33	0,13	10,3	14,6	1,4	0,047	0,05	2,38	99,557	0,045
607011/2	Метагаббро		47,8	0,51	18,9	2,22	9,53	0,23	5,43	9,4	2,93	0,036	0,05	1,94	98,976	0,011
607012	Метагаббро		46,9	0,2	17,2	0,95	3,61	0,11	10,8	16,6	1,02	0,021	0,05	2,22	99,681	0,079
607013	Метагаббро		50,1	0,67	15,6	1,78	8,09	0,22	7,26	11,9	2,32	0,03	0,05	0,94	98,96	0,057
607014	Метагаббро		47	0,18	15,4	0,99	5,05	0,12	12,9	14,6	0,78	0,021	0,05	2,45	99,541	0,075
607016	Метагаббро		43,2	0,15	17,4	1,27	5,2	0,12	11,8	13,5	1	0,061	0,05	5,82	99,571	0,053
607017	Метагаббро		46,1	0,062	27,6	0,51	1,59	0,044	3,72	15,1	2,35	0,024	0,05	2,86	100,01	0,026
607018	Метагаббро		45,7	0,32	19,4	1,3	5,05	0,13	9,44	14,1	1,12	0,025	0,05	2,78	99,415	0,076
607019	Метагаббро		44,6	0,086	22,9	0,41	2,74	0,061	10,1	14,9	0,98	0,18	0,05	2,81	99,817	0,082
607020	Метагаббро		46,1	0,11	22,9	0,69	1,81	0,063	6,82	17,6	1,49	0,039	0,05	2,28	99,952	0,059
607022	Метагаббро		49,5	0,25	15,3	0,82	5,63	0,15	9,86	14,3	1,55	0,056	0,05	1,99	99,456	0,023
607023	Оливиновый клинопироксенит		41,5	0,26	10,3	2,56	6,35	0,33	12,7	21,8	0,053	0,01	0,05	3,37	99,283	0,058
607024	Дунит с клинопироксеном		38,4	0,16	6,27	5,12	5,63	0,16	29,1	6,71	0,05	0,01	0,05	7,76	99,42	0,2
607025	Дунит с клинопироксеном		36,8	0,06	4,07	5,35	3,61	0,14	34	3,74	0,05	0,01	0,05	11,5	99,38	0,3
607026	Метагаббро		47,6	0,28	15	0,99	6,86	0,15	7,87	16	1,79	0,058	0,05	2,67	99,318	0,019
607027	Дунит с клинопироксеном		37,7	0,1	6,41	4,14	3,47	0,15	30,9	6,31	0,11	0,018	0,05	10	99,358	0,27
607028	Плагиоклазовый клинопироксенит		41,7	0,062	17,7	0,73	4,69	0,087	18,4	9,89	1,11	0,037	0,05	5,24	99,696	0,049
607029	Дунит		36,6	0,15	3,48	6,1	2,89	0,16	37,7	0,5	0,05	0,01	0,05	11,6	99,29	0,36

Редкоэлементный состав пород кэршорского комплекса

Номер пробы	Порода	Привязка	Cs	Rb	Sr	Ba	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	Cr	V	Co	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
11	Метагаббро	Лагортагарт		0,76	82,4		0,1	0,5	0,1	0,1	2,72	4,15	0,1	144	132	38,1	108	0,17	0,59	0,1	0,67	0,35	0,17	0,53	0,1	0,75	0,21	0,51	0,077	0,49	0,084
1109614	Метагаббро	Погурей	0,1	2	101		0,1	1	0,1	0,1	2,42	3,61	0,1					0,17	0,39	0,08	0,48	0,25	0,16	0,33	0,096	0,56	0,13	0,31	0,074	0,33	0,052
1109615	Метагаббро		0,1	2	55,1		0,1	1	0,1	0,14	4,05	4,07	0,1					0,14	0,39	0,068	0,52	0,29	0,16	0,45	0,096	0,64	0,13	0,41	0,069	0,36	0,07
1109616	Метагаббро		0,1	2	83,7		0,1	1	0,1	0,13	3,08	4,37	0,1					0,17	0,34	0,095	0,52	0,3	0,17	0,47	0,12	0,64	0,15	0,46	0,073	0,41	0,063
1109617	Метагаббро		0,1	2	64,2		0,1	1	0,1	0,12	3,64	3,57	0,1					0,16	0,4	0,093	0,48	0,21	0,15	0,38	0,076	0,58	0,14	0,38	0,056	0,38	0,058
110981	Метагаббро	Лагортаю	0,1	2	6,36		0,1	1	0,1	0,1	2,67	2,86	0,1					0,11	0,24	0,045	0,27	0,2	0,08	0,32	0,058	0,39	0,09	0,3	0,048	0,24	0,037
110982	Верлит		0,1	2	124		0,1	1	0,1	0,1	1,93	1,51	0,1					0,087	0,2	0,047	0,27	0,11	0,1	0,15	0,053	0,27	0,06	0,17	0,021	0,14	0,033
110983	Серпентинит		0,1	2	2,19		0,1	1,21	0,1	0,1	1,63	0,53	0,1					0,068	0,083	0,014	0,075	0,005	0,014	0,039	0,017	0,071	0,024	0,048	0,0082	0,059	0,011
110984	Серпентинит		0,1	2	4,3		0,1	1	0,1	0,1	2,16	0,65	0,1					0,078	0,13	0,019	0,075	0,045	0,032	0,072	0,011	0,11	0,026	0,038	0,015	0,058	0,011
111001	Метагаббро		0,1	2	135		0,1	2,16	0,1	0,35	10,9	12	0,1					0,84	2,28	0,45	2,68	1,17	0,41	1,61	0,34	1,92	0,49	1,33	0,2	1,17	0,19
12068	Метагаббро	Погурей	0,1	2	82,2		0,1	1,79	0,1	0,34	7,23	7,25	0,1					0,39	1,22	0,21	1,47	0,64	0,3	0,94	0,19	1,16	0,31	0,79	0,12	0,77	0,11
12069	Метагаббро		0,1	2	127		0,1	1,64	0,1	0,15	4,69	4,81	0,1					0,23	0,68	0,13	0,69	0,31	0,35	0,6	0,088	0,82	0,18	0,56	0,079	0,49	0,084
120781	Метагаббро	Лагортаю	0,1	2	98,8		0,1	1,68	0,1	0,11	3,16	3,88	0,1					0,23	0,47	0,083	0,57	0,26	0,15	0,51	0,096	0,66	0,14	0,41	0,057	0,35	0,054
12080	Метагаббро		0,1	2	478		0,1	1,63	0,1	0,17	4,64	4,55	0,1					0,77	1,94	0,33	1,72	0,68	0,31	0,75	0,12	0,71	0,15	0,51	0,065	0,49	0,069
13	Клинопироксенит	Лагортагарт		0,5	6,2		0,1	0,59	0,1	0,1	1,07	0,45	0,1	1950	44	95,1	367	0,01	0,031	0,01	0,1	0,049	0,018	0,075	0,0087	0,086	0,011	0,048	0,005	0,052	0,005
13a	Клинопироксенит			0,5			0,1	0,64	0,1	0,16	3,93	10,2	0,1					0,58	1,82	0,36	2,3	0,93	0,57	1,68	0,28	2,08	0,45	1,36	0,19	1,27	0,18
38/1	Метагаббро	Мал. Лагорта		0,69	101		0,19	0,5	0,1	0,16	3,52	7,74	0,1	132	222	39,5	46,8	0,36	1,11	0,22	1,33	0,57	0,33	0,93	0,21	1,36	0,31	0,84	0,14	0,83	0,14
38/10	Метагаббро			0,5	126		0,18	0,5	0,1	0,15	1,14	1,06	0,1	73,8	154	33,1	45	0,038	0,13	0,026	0,13	0,086	0,035	0,12	0,031	0,21	0,052	0,13	0,02	0,11	0,026
38/10ск	Метагаббро			0,5	135		0,1	0,5	0,1	0,1	1,65	0,75	0,1	23	1310	69,7	7,66	0,089	0,2	0,021	0,12	0,026	0,042	0,078	0,019	0,1	0,03	0,075	0,013	0,1	0,017
38/11	Метагаббро			0,5	334		0,1	0,5	0,1	0,1	1	0,83	0,1	24,2	504	27,9	39,2	0,04	0,15	0,024	0,13	0,043	0,042	0,085	0,02	0,13	0,038	0,084	0,019	0,098	0,016
38/12	Метагаббро			0,51	208		0,1	0,5	0,1	0,1	1	0,65	0,1	101	204	32,4	39,3	0,16	0,35	0,048	0,21	0,071	0,17	0,1	0,021	0,12	0,027	0,08	0,016	0,11	0,025
38/13	Метагаббро			0,5	218		0,1	0,5	0,1	0,1	1	1,64	0,1	70,5	266	36,3	48,7	0,15	0,37	0,063	0,4	0,16	0,12	0,21	0,04	0,31	0,075	0,2	0,029	0,22	0,034
38/14	Метагаббро			0,5	92,8		0,1	0,5	0,1	0,1	1,91	5,97	0,1	724	51	44	260	0,21	0,56	0,11	0,76	0,47	0,3	0,72	0,17	1,17	0,26	0,74	0,12	0,66	0,11
38/15	Метагаббро			0,76	169		0,1	0,5	0,1	0,1	3,56	2,95	0,1	127	242	34,2	36,1	0,18	0,59	0,12	0,61	0,25	0,22	0,45	0,092	0,56	0,13	0,26	0,042	0,3	0,041
38/15a	Метагаббро			0,5	224		0,1	0,5	0,1	0,28	6,73	10,7	0,1	98,7	380	57	49,9	0,66	2,21	0,43	2,46	1,11	0,46	1,57	0,32	1,92	0,46	1,28	0,21	1,34	0,21
38/3	Метагаббро			0,86	120		0,1	0,5	0,1	0,12	3,26	10,1	0,1	68,1	293	46,7	38,9	0,2	0,81	0,2	1,38	0,76	0,45	1,29	0,25	1,89	0,39	1,26	0,18	1,16	0,17
38/4	Метагаббро			0,5	96,8		0,1	0,5	0,12	0,1	1,38	8,75	0,1	151	166	36,1	53	0,15	0,58	0,16	1,11	0,64	0,34	1,16	0,23	1,66	0,36	1,07	0,17	1,05	0,15
38/4a	Метагаббро			0,5	71,1		0,23	0,5	0,13	0,21	1,32	8,11	0,1	104	770	45,7	44,9	0,14	0,53	0,13	0,92	0,6	0,28	1,14	0,24	1,5	0,36	0,99	0,15	0,87	0,14
38/6	Метагаббро			0,5	138		0,1	0,5	0,1	0,13	2,44	8,59	0,1	180	52	41,6	173	0,18	0,73	0,17	1,29	0,75	0,34	1,19	0,25	1,65	0,37	1,02	0,15	1	0,15
38/7	Клинопироксенит			2,21	189		0,1	0,5	0,1	0,1	1	0,59	0,1	166	105	34,2	124	0,14	0,26	0,041	0,15	0,054	0,058	0,076	0,0097	0,099	0,022	0,049	0,013	0,082	0,012
38/7a	Габбропегматит			0,5	1,71		0,1	0,5	0,1	0,1	1,58	1,18	0,1	31,7	1	1,02	9,31	0,18	0,38	0,06	0,31	0,094	0,079	0,18	0,039	0,23	0,05	0,15	0,019	0,13	0,025
38/8	Серпентинит			0,5	3,08		0,1	0,5	0,1	0,1	1,76	0,1	0,1	1670	34	119	667	0,01	0,026	0,01	0,013	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005
38/9	Лерцолит			0,5	9,62		0,1	0,5	0,1	0,1	1	0,4	0,1	1240	211	48,6	136	0,085	0,16	0,031	0,13	0,041	0,014	0,053	0,0086	0,054	0,013	0,047	0,0065	0,026	0,012
38a	Метагаббро		0,52	111		0,1	0,51	0,1	0,1	1,85	6,54	0,1	97	261	41,9	38	0,14	0,52	0,12	0,85	0,52	0,32	0,77	0,17	1,21	0,28	0,8	0,12	0,75	0,12	
6408	Клинопироксенит	Лагортаю		0,1	2	13	3	0,1	0,5	0,1	0,07	1,79	2,19	0,1				0,11	0,19	0,038	0,21	0,16	0,078	0,14	0,038	0,32	0,086	0,22	0,035	0,22	0,039
6408/1	Плагиоклазовый клинопироксенит			0,1	2	63,3	6	0,1	0,5	0,1	0,24	6,3	5,15	0,1				0,68	2,07	0,32	1,57	0,43	0,2	0,54	0,11	0,77	0,17	0,61	0,096	0,54	0,1
6408/2	Метагаббро			0,1	2	216	6	0,1	0,5	0,1	0,024	1,25	0,7	0,1				0,13	0,25	0,036	0,25	0,046	0,19	0,076	0,019	0,11	0,028	0,064	0,01	0,053	0,0067
6408/6	Метагаббро			0,1	2	130	4	0,1	0,5	0,1	0,1	1,7	2,39	0,1				0,18	0,37	0,064	0,53	0,21	0,19	0,23	0,074	0,37	0,075	0,23	0,044	0,21	0,037
6408/7	Метагаббро			0,1	2	156	3	0,1	0,5	0,1	0,038	1,33	1,12	0,1				0,11	0,27	0,047	0,31	0,075	0,15	0,11	0,029	0,15	0,038	0,086	0,013	0,11	0,014
6408/8	Метагаббро			0,1	2	94,7	3	0,1	0,5	0,1	0,085	2,43	3,97	0,1				0,19	0,53	0,089	0,62	0,34	0,19	0,4	0,1	0,55	0,15	0,37	0,06	0,29	0,043
6408/9	Метагаббро			0																											

Номер пробы	Порода	Привязка	Cs	Rb	Sr	Ba	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	Cr	V	Co	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
6417/20	Метагаббро			0,1	2	150	4	0,1	0,5	0,1	0,03	1,54	1,27	0,1				0,17	0,26	0,037	0,18	0,064	0,074	0,12	0,029	0,22	0,049	0,13	0,028	0,17	0,026
6417/21	Метагаббро			0,1	2	112	4	0,1	0,5	0,1	0,11	2,57	5,96	0,1				0,37	0,88	0,14	0,95	0,51	0,27	0,6	0,15	0,93	0,22	0,68	0,086	0,58	0,087
6417/22	Дунит с плагиоклазом			0,1	2	9,28	3	0,1	0,5	0,1	0,02	1,18	0,17	0,1				0,048	0,066	0,01	0,014	0,0057	0,016	0,01	0,005	0,012	0,006	0,01	0,005	0,027	0,005
6417/23	Троктолит			0,1	2	96,9	4	0,1	0,5	0,1	0,12	2,18	3,34	0,1				0,1	0,28	0,06	0,48	0,26	0,16	0,29	0,1	0,48	0,12	0,34	0,057	0,23	0,037
6417/24	Метагаббро			0,1	2	155	3	0,1	0,5	0,1	0,078	1,71	1,75	0,1				0,13	0,28	0,05	0,28	0,15	0,089	0,17	0,04	0,27	0,076	0,18	0,026	0,15	0,019
6417/25	Оливиновый клинопироксенит			0,1	2	32,7	3	0,1	0,5	0,1	0,15	3,81	3,25	0,1				0,12	0,48	0,088	0,59	0,28	0,12	0,37	0,085	0,57	0,1	0,36	0,049	0,28	0,04
6417/26	Метагаббро			0,1	2	28,8	3	0,1	0,5	0,1	0,078	2,42	1,06	0,1				0,18	0,47	0,062	0,23	0,14	0,094	0,1	0,03	0,14	0,042	0,09	0,023	0,07	0,014
8112	Метагаббро			0,1	2	98,8	3	0,1	0,5	0,1	0,11	2,56	4,93	0,1				0,22	0,62	0,1	0,69	0,35	0,19	0,42	0,1	0,61	0,18	0,55	0,087	0,6	0,092
8112/1	Метагаббро			0,1	2	89,3	8	0,1	0,5	0,1	0,039	1,27	1,19	0,1				0,11	0,17	0,025	0,12	0,069	0,07	0,082	0,018	0,14	0,041	0,11	0,02	0,13	0,02
8112/2	Метагаббро			0,1	2	131	4	0,1	0,5	0,1	0,2	4,28	1,81	0,1				0,15	0,36	0,052	0,34	0,16	0,054	0,17	0,036	0,29	0,056	0,2	0,032	0,17	0,037
8112/3	Метагаббро			0,1	2	115	3	0,1	0,5	0,1	0,045	1,91	1,62	0,1				0,3	0,51	0,037	0,28	0,12	0,1	0,16	0,043	0,22	0,053	0,18	0,027	0,15	0,027
8112/4	Метагаббро			0,1	2	232	3	0,1	0,5	0,1	0,094	2,59	2	0,1				0,15	0,44	0,061	0,4	0,16	0,13	0,21	0,048	0,31	0,068	0,23	0,028	0,18	0,037
8112/5	Метагаббро			0,1	2	115	3	0,1	0,5	0,1	0,16	3,36	5,53	0,1				0,45	0,97	0,17	1,06	0,44	0,31	0,54	0,16	0,72	0,22	0,59	0,088	0,62	0,097
8112/6	Дунит с плагиоклазом			0,1	2	121	3	0,1	0,5	0,1	0,13	3,11	8,73	0,1				0,32	0,99	0,18	1,32	0,8	0,36	0,88	0,21	1,37	0,31	0,97	0,13	0,9	0,16
8112/7	Метагаббро			0,1	2	130	4	0,1	0,5	0,1	0,27	8,34	2,15	0,1				0,27	0,65	0,1	0,57	0,2	0,14	0,23	0,042	0,31	0,073	0,23	0,04	0,18	0,037
8112/8	Верлит с плагиоклазом			0,1	2	50,2	3	0,1	0,5	0,1	0,2	3,88	3,06	0,1				0,18	0,55	0,077	0,54	0,23	0,11	0,32	0,055	0,47	0,11	0,31	0,047	0,25	0,049
8112/9	Метагаббро	Изшор		0,1	2	202	4	0,1	0,5	0,1	0,41	8,23	9,41	0,1				0,96	2,72	0,47	2,51	0,86	0,56	0,97	0,2	1,25	0,33	0,97	0,19	1,1	0,19
8112/10	Метагаббро			0,1	2	190	5	0,1	0,5	0,1	0,072	2,32	3,82	0,1				0,2	0,56	0,082	0,55	0,28	0,38	0,38	0,078	0,59	0,15	0,4	0,058	0,47	0,076
8112/11	Метагаббро			0,1	2	148	6	0,1	0,5	0,1	0,26	5,96	14,9	0,1				0,74	2,38	0,47	2,7	1,22	0,73	1,55	0,36	2,32	0,54	1,66	0,24	1,64	0,27
8112/12	Метагаббро			0,1	2	109	4	0,1	0,5	0,1	0,13	3,03	4,83	0,1				0,27	0,72	0,15	0,9	0,4	0,21	0,52	0,12	0,77	0,17	0,53	0,093	0,41	0,066
8112/13	Метагаббро			0,1	2	139	4	0,1	0,5	0,1	0,18	6,18	6,19	0,1				0,38	1,15	0,21	1,15	0,56	0,31	0,74	0,16	1,02	0,22	0,65	0,1	0,65	0,088
8112/14	Метагаббро			0,1	2	156	8	0,1	0,5	0,1	0,078	3,36	3,33	0,1				0,28	0,87	0,12	0,71	0,31	0,18	0,34	0,069	0,46	0,13	0,31	0,058	0,3	0,046
8112/15	Метагаббро			0,1	2	152	5	0,1	0,5	0,1	0,12	2,35	4,09	0,1				0,27	0,71	0,13	0,82	0,32	0,27	0,49	0,12	0,69	0,17	0,42	0,092	0,5	0,076
8112/16	Метагаббро			0,1	2	171	4	0,1	0,5	0,1	0,12	2,99	4,73	0,1				0,22	0,72	0,13	0,84	0,4	0,22	0,52	0,12	0,75	0,19	0,49	0,088	0,5	0,076
8112/17	Метагаббро			0,1	2	156	3	0,1	0,5	0,1	0,28	5,37	18,8	0,1				1,51	5,38	0,97	6,31	2,36	1,01	2,96	0,54	3,18	0,73	1,88	0,28	1,47	0,22
8113	Метагаббро			0,1	2	151	14	0,1	0,5	0,1	0,1	1,9	2,76	0,1				0,69	1,02	0,11	0,55	0,18	0,13	0,3	0,071	0,46	0,11	0,3	0,05	0,28	0,032
8411	Метагаббро			0,1	2	84,4	3	0,1	0,5	0,1	0,13	2,11	3,67	0,1				0,093	0,3	0,071	0,5	0,28	0,17	0,37	0,088	0,65	0,15	0,41	0,052	0,33	0,052
8411/1	Метагаббро			0,1	2	54,5	3	0,1	0,5	0,1	0,1	2,03	2,13	0,1				0,12	0,32	0,061	0,42	0,19	0,14	0,23	0,05	0,36	0,082	0,21	0,029	0,18	0,029
8411/2	Дунит с клинопироксеном			0,1	2	5,84	3	0,1	0,5	0,1	0,032	1,09	0,18	0,1				0,066	0,11	0,017	0,034	0,01	0,005	0,011	0,005	0,026	0,0074	0,016	0,005	0,017	0,005
8411/3	Метагаббро			0,1	2	90,2	3	0,1	0,5	0,1	0,097	1,54	2,3	0,1				0,1	0,29	0,057	0,38	0,16	0,14	0,22	0,051	0,38	0,083	0,23	0,033	0,23	0,034
8411/4	Метагаббро			0,1	2	107	3	0,1	0,5	0,1	0,092	1,54	2,52	0,1				0,088	0,28	0,053	0,38	0,18	0,14	0,28	0,067	0,41	0,11	0,25	0,035	0,22	0,032
8411/5	Дунит с клинопироксеном			0,11	2	2,28	3	0,1	0,5	0,1	0,056	1,6	0,57	0,1				0,1	0,22	0,028	0,088	0,041	0,0077	0,073	0,017	0,092	0,022	0,061	0,0067	0,041	0,01
8411/6	Метагаббро	Лагортаю		0,1	2	132	3	0,1	0,5	0,1	0,079	1,59	1,93	0,1				0,093	0,27	0,048	0,34	0,17	0,18	0,21	0,044	0,34	0,062	0,18	0,033	0,19	0,024
8411/7	Анортозит с клинопироксеном			0,1	2	214	3	0,1	0,5	0,1	0,054	1,26	0,56	0,1				0,23	0,45	0,057	0,25	0,064	0,23	0,08	0,014	0,095	0,018	0,045	0,0081	0,055	0,0092
8411/8	Анортозит			0,1	2	221	3	0,1	0,5	0,1	0,02	0,92	0,24	0,1				0,13	0,25	0,038	0,17	0,044	0,13	0,044	0,0077	0,028	0,0078	0,015	0,005	0,014	0,005
8411/9	Метагаббро			0,1	2	186	6	0,1	0,5	0,1	0,057	2,05	1,94	0,1				0,12	0,32	0,058	0,35	0,082	0,13	0,23	0,049	0,3	0,071	0,2	0,032	0,17	0,029
8411/10	Метагаббро			0,18	3,06	141	5	0,1	0,5	0,1	0,053	1,45	0,57	0,1				0,099	0,21	0,034	0,15	0,045	0,11	0,068	0,012	0,094	0,024	0,057	0,01	0,045	0,009
8411/11	Дунит			0,1	2	5,06	3	0,1	0,5	0,1	0,037	1,27	0,36	0,1				0,027	0,077	0,012	0,069	0,0095	0,014	0,026	0,0061	0,042	0,011	0,046	0,0067	0,056	0,011
6070	Диорит			0,1	2	271	15	0,1	0,5	0,1	0,062	1,97	1,63	0,1				0,29	0,68	0,097	0,48	0,16	0,27	0,19	0,037	0,18	0,056	0,15	0,029	0,19	0,034
60701	Метагаббро			0,1	2	344	12	0,1	0,5	0,1	0,062	1,7	5,36	0,1				0,55	1,58	0,3	1,75	0,61	0,41	0,86	0,14	0,9	0,2	0,56	0,064	0,39	0,054
60702	Метагаббро			0,1	2	288	7	0,1	0,5	0,1	0,064	2	2,56	0,1				0,24	0,56	0,093	0,51	0,19	0,24	0,28	0,065	0,4	0,11	0,3	0,049	0,28	0,048
60703	Метагаббро			0,1	2	211	7	0,1	0,5	0,1	0,17	3,8	5,35	0,1				0,37	0,84	0,14	0,8	0,33	0,23	0,57	0,11	0,87	0,22	0,63	0,082	0,56	0,085
60705	Метагаббро			0,1	2	125	12	0,1	0,5	0,1	0,26	6,94	6,94	0,1				0,51	1,4	0,25	1,41	0,59	0,29	0,79	0,16	1,17	0,26	0,71	0,1	0,67	0,082
60706	Метагаббро			0,1	2	237	3	0,1	0,5	0,1	0,044	1,88	0,62	0,1				0,13	0,32	0,046	0,2	0,045	0,25	0,062	0,011	0,098	0,023	0,038	0,0067	0,039	0,0092
60707	Метагаббро			0,1	2	82,7	5	0,1	0,5	0,1	0,095	2,91	2,88	0,1				0,26	0,65	0,11	0,55	0,2	0,16	0,34	0,071	0,45	0,12	0,26	0,039	0,28	0,039
60708	Метагаббро			0,1	2	127	7	0,1	0,5	0,1	0,23	7,12	6,3	0,1				0,47	1,31	0,24											

Химический состав долеритов лагортаюского комплекса, вес %

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V	Cr
1127/1	Долерит (зона закалки)	Лагорта-Ю	49,80	1,01	17,30	1,34	9,45	0,18	3,82	8,50	4,76	0,32	0,15	2,67	100,00	0,033	0,0037
1127/1а	Габбро (эндоконтакт)		52,50	0,99	15,70	0,79	9,31	0,20	4,83	6,11	5,81	0,41	0,14	2,61	100,00	0,033	0,006
1127/3	Долерит		52,80	0,85	16,50	0,9	6,95	0,15	4,22	9,90	5,46	0,36	0,16	1,34	100,00	0,023	0,0075
2б	Микроамфиболит	Прав. Пайера	46,50	1,24	16,00	2,94	7,47	0,15	7,88	14	1,30	0,06	0,08	1,65	100,00	0,03	0,01
2г	Микроамфиболит		47,00	1,01	15,90	2,38	8	0,19	8,44	12,7	1,45	0,08	0,05	1,67	99,80	0,03	0,02
3а	Микроамфиболит		50,50	1,86	15,70	3,11	9,12	0,17	4,81	8,81	2,98	0,07	0,16	1,82	100,00	0,04	0,007
3б	Микроамфиболит		47,60	1,54	16,80	3,29	8,52	0,17	5,95	11,2	2,49	0,09	0,15	1,50	100,00	0,04	0,0054
3в	Микроамфиболит		47,60	0,88	16,10	1,44	7,32	0,16	8,91	12,8	1,78	0,08	0,07	2,21	100,00	0,025	0,019

Химический состав диабазов комплекса параллельных даек, вес % (по материалам [Язева, Бочкарёв, 1984])

Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Мал. Лагорта	45,3	0,73	15,8	2,37	10,3	0,2	9,36	10,1	2,17	0,49	0,16	2,13	99,11
	47,5	0,9	14,5	2,32	7,1	0,12	13,7	9,03	2,62	0,1	0,05	1,34	99,28
	48,6	1,64	14,7	2,2	12,6	0,18	6,23	8,2	3,24	0,27	0,53	1,66	100,05
	49,7	0,9	15,7	1,41	7,67	0,11	9,84	9,46	2,68	0,18	0,05	1,47	99,17
	52	0,76	16,2	1,34	8,35	0,11	10	5,47	4,35	0,14	0,06	0,14	98,92
	52,9	1,22	16,3	3,5	9,68	0,09	4,48	5,73	5,94	0,22	0,13	1,02	101,21
	54,8	1,2	15,4	2,4	9,79	0,16	4,53	4,66	4,9	0,1	0,08	1,07	99,09
Лагорта-Ю	47,1	1	16,3	2,3	9,02	0,09	7,78	10,7	2,24	0,11	0,01	2,76	99,41
	47,3	0,52	17,2	0,91	6,46	0,09	11,2	11,6	1,5	0,1	0,05	2,39	99,32
	48,2	0,77	15,8	0,57	8,25	0,11	10,2	11,2	1,78	0,1	0,05	2,16	99,19
	51,46	0,58	12,34	3,83	6,75	0,09	9,59	9,6	3,26	0,05	0,13	–	97,68

Редкоземельный состав долеритов лагортаюского комплекса, г/т

Номер пробы	Порода	Привязка	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cr	Co	Ni	V
1127/1	Долерит (зона закалки)	Лагорта-Ю	3,96	366	19,9	48,8	2,45	0,32	318	5,07	12,7	2,04	10,1	3,48	1,04	3,25	0,53	3,51	0,74	2,32	0,32	2,26	0,29	1,47	0,13	0,64	0,31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.*
1127/1а	Габбро (эндоконтакт)		4,71	235	20,1	43,3	1,73	0,83	370	5,06	12,9	2,05	9,85	3,03	0,88	3,14	0,52	3,47	0,8	2,15	0,28	2,3	0,3	1,17	0,1	0,67	0,3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
1127/3	Долерит		3,79	412	20,1	83,8	4,04	0,26	225	9,25	24,5	3,88	18	4,66	1,39	4,02	0,63	3,63	0,78	2,11	0,22	2,03	0,35	2,31	0,22	1,03	0,55	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
2б	Микроамфиболит	Прав. Пайера	0,67	152	19,6	14,9	1,18	н.о.	32,9	1,18	4,18	0,83	5,72	2,27	1	3,19	0,57	3,71	0,8	2,29	0,32	2,18	0,33	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	86,6	45,2	52,2	144
2г	Микроамфиболит		1,01	133	16,7	13,5	0,93	н.о.	35,2	1,15	3,97	0,77	4,91	1,74	0,82	2,74	0,49	3,35	0,7	1,97	0,3	1,91	0,28	0,56	<0,1	<0,1	<0,1	156	44,2	63,2	197
3а	Микроамфиболит		0,63	203	23,7	39,8	2,44	н.о.	40,9	2,06	6,87	1,26	8,07	2,86	1,42	4,14	0,74	4,72	0,99	2,81	0,4	2,65	0,44	1,29	0,11	<0,1	<0,1	22,4	41,1	10,7	205
3б	Микроамфиболит		0,8	202	21,4	20,5	1,76	н.о.	41,1	1,73	5,82	1,13	6,94	2,47	1,17	3,71	0,64	3,93	0,84	2,39	0,35	2,32	0,36	0,96	0,13	0,21	<0,1	30,4	50,7	24,5	408
3в	Микроамфиболит		0,9	137	17,8	13,2	1	н.о.	35,7	1,3	4,37	0,8	5	1,84	0,85	2,83	0,5	3,19	0,74	1,97	0,3	1,98	0,3	0,71	<0,1	<0,1	<0,1	116	43,8	82,4	254

*н.о. – не определялось.

Петрогеохимическая характеристика горных пород Малоуральской островной дуги

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
Номер пробы	6057	5053/1	5054/1	5054/2	5058/1	5059/4	5067/1	5060/1	5062/1	5064/1	5071/1	5059/3	5065/1	5068/1	6058	5071/2	2017	120761	12077	120792	12081	12082	80241	80251	80271	
SiO ₂	53,6	52,9	56,7	53,8	53,9	56,4	57,1	57,4	54,3	59,1	59,7	47,4	57,1	52,9	60,8	55,7	55,8	60,2	61,4	64,1	63,1	63,6	59	65,3	60,9	
TiO ₂	0,52	0,57	0,5	0,49	0,53	0,52	0,58	0,73	0,57	0,39	0,59	0,56	0,47	0,54	0,81	0,54	0,39	0,48	0,37	0,29	0,32	0,33	0,37	0,29	0,35	
Al ₂ O ₃	16,5	14,1	16,1	15,1	18,7	17,4	16,7	16,9	18,3	16,3	15,6	16,2	15,1	18	15,6	16,7	17,4	16,1	17,1	17	17,2	16,6	18	16	17,3	
Fe ₂ O ₃	5,96	3,31	3,05	3,43	4,02	3,29	3,08	3,09	2,87	2,85	2,5	2,91	3,53	2,85	2,38	3,12	2,76	3,11	2,52	2,37	2,37	2,59	2,97	2,05	2,38	
FeO	3,56	6,28	4,19	3,75	3,83	3,61	4,33	4,4	5,42	3,47	5,05	5,92	4,19	5,63	3,84	4,04	5,37	4,33	3,63	2,51	2,93	2,79	4,19	3,35	3,98	
MnO	0,19	0,15	0,12	0,092	0,16	0,14	0,13	0,11	0,13	0,12	0,13	0,2	0,15	0,16	0,21	0,13	0,16	0,19	0,17	0,14	0,15	0,16	0,18	0,14	0,15	
MgO	6,58	8,41	5,43	5,02	3,87	4,25	4,53	4,09	4,06	4,34	3,3	5,5	5,54	4,88	1,77	4,35	4,59	3,32	2,67	2,09	2,29	2,31	2,79	1,92	2,53	
CaO	4,08	10	6,15	9,45	9,39	7,1	8,31	7,08	8,04	4,76	7,4	7,46	7,44	8,64	5,07	5,04	9,26	6,49	6,22	5,92	6,25	5,88	7,25	5,66	6,83	
Na ₂ O	5,16	1,82	2,85	1,63	3,27	3,79	2,58	3,31	2,9	3,96	2,65	1,63	2,36	2,47	4,92	3,05	2,67	2,37	2,79	3,08	2,67	2,77	2,85	2,78	3,04	
K ₂ O	0,54	0,45	1,11	3,24	0,44	0,64	0,87	0,85	0,29	1,78	1,19	2,84	0,94	0,92	1	3,35	0,26	1,2	1,06	1,34	1,26	1,47	0,83	1,34	0,62	
P ₂ O ₅	0,05	0,12	0,11	0,15	0,13	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12	0,16	0,065	0,13	0,14	0,26	0,11	0,084	0,18	0,17	0,14	0,15	0,16	0,15	0,12	0,11	
ппп	3	1,21	3,14	2,68	1,4	2,4	1,09	1,42	2,42	2,41	1,19	8,67	2,58	2,29	2,86	3,26	0,76	1,57	1,5	0,81	0,93	1,04	0,95	0,7	1,3	
Сумма	100	100	99,9	99,3	100	100	99,9	100	100	100	100	100	100	100	100	99,8	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
V	0,026	0,036	0,026	0,022	0,025	0,021	0,024	0,023	0,026	0,018	0,022	0,027	0,022	0,027	0,0072	0,024	0,024	0,016	0,011	0,0099	0,012	0,011	0,015	0,01	0,014	
Cr	0,01	0,033	0,015	0,44	0,061	0,01	0,072	0,0066	0,0049	0,0038	0,0044	0,014	0,011	0,0048	0,002	0,13	0,0072	0,002	0,002	0,002	0,0028	0,0025	0,002	0,0032	0,002	
Ba	0,0073	0,021	0,042	0,036	0,019	0,035	0,03	0,035	0,016	0,048	0,029	0,041	0,045	0,03	0,018	0,062	0,017	0,024	0,019	0,024	0,021	0,027	0,014	0,027	0,022	
Cs	0,1	0,1	0,31	0,1	0,1	0,11	0,18	0,2	0,1	0,21	0,1	0,32	0,1	0,25	0,11	0,1	0,59	0,46	1,26	0,86	0,50	0,50	0,90	0,28		
Rb	4,95	6,38	13,1	33,6	6,57	7,01	13,2	10,9	2,94	18,8	12,3	43,8	12,5	10,2	9,08	40,4	21	18	23,7	22,3	23,8	10,6	18,9	7,23		
Sr	184	332	359	141	601	435	426	433	410	377	519	109	423	486	287	445	406	493	476	515	396	470	357	470		
Ba		146	340	318	159	292	234	287	145	420	236	334	379	257		531										
Th	0,25	1,05	1,1	1,73	1,25	1,19	1,36	1,43	0,68	1,31	1,3	0,56	1,29	1,08	1,54	1,26	0,64	1,03	1,09	0,67	0,79	0,98	1,06	0,99		
U	0,1	0,43	0,49	0,63	0,55	0,51	0,57	0,57	0,42	0,5	0,55	0,14	0,44	0,5	0,76	0,46	0,46	0,43	0,5	0,47	0,53	0,47	0,49	0,44		
Nb	1,24	0,71	1,11	1,03	1,17	1,29	1,28	2,19	0,8	0,9	1,16	0,8	1	1,15	3,23	1,34	2,97	2,41	2,31	2,35	2,33	1,17	1,48	1,42		
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,15	0,18	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,11	0,18	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Hf	0,69	1,11	1,31	1,43	1,41	1,61	1,74	2,17	1,16	1,24	1,52	1,05	1,35	1,44	3,79	1,59	1,87	1,25	0,81	0,82	1,05	0,93	1,29	1,58		
Zr	22,1	32,7	38,2	44,5	48	54,9	57,8	72,9	39,2	43,1	50	38,5	43,8	43,4	124	55,4	63,5	38,1	25,3	27,7	35,8	31,4	49,3	50,5		
Y	14,6	11,7	11,9	12,1	13,5	14,9	16,6	20,9	13,3	10,7	15,4	9,77	11,8	13,9	36,1	13,8	17,8	13,9	10,4	10,2	10,3	12,4	10,9	12,5		
La	1,44	6,44	5,93	9,75	8,67	7,2	7,3	7,91	5,16	7,87	7,55	3,63	7,78	7,4	12,1	7,71	5,23	4,63	5,81	4,42	4,45	5,34	4,82	5,34		
Ce	4,21	14,6	13,9	21,1	19,2	16,7	17,6	19,1	12,3	16,8	17,4	10,2	17,7	16,8	30,7	17,8	12,6	11,4	12,1	10	8,88	11,7	10,5	12,4		
Pr	0,61	1,99	1,88	2,76	2,41	2,22	2,33	2,51	1,66	2,12	2,29	1,39	2,26	2,16	4,44	2,34	1,96	1,68	1,51	1,24	1,23	1,66	1,46	1,68		
Nd	3,01	8,39	8,37	11,2	9,68	9,26	10,4	11,4	7,78	8,72	10,2	6,41	10	9,69	21,6	9,83	8,98	7,67	6,37	5,69	5,21	7,62	6,25	7,27		
Sm	1,15	2,13	2,06	2,53	2,23	2,1	2,48	2,68	2,04	1,8	2,44	1,91	2,1	2,25	5,64	2,3	2,59	1,81	1,36	1,34	1,34	1,85	1,6	2,02		
Eu	0,49	0,66	0,67	0,77	0,74	0,74	0,78	0,93	0,71	0,69	0,76	0,61	0,71	0,71	1,61	0,82	0,73	0,67	0,51	0,54	0,52	0,56	0,62	0,67		
Gd	1,69	2,07	1,92	2,27	2,29	2,18	2,6	3,04	2,11	1,82	2,5	1,71	2,13	2,31	5,9	2,26	2,77	2,16	1,55	1,75	1,6	1,77	1,56	2,04		
Tb	0,36	0,33	0,32	0,35	0,34	0,37	0,41	0,53	0,35	0,27	0,39	0,29	0,32	0,34	0,88	0,36	0,47	0,35	0,23	0,23	0,25	0,31	0,27	0,35		
Dy	2,35	1,95	1,92	2,11	2,21	2,37	2,74	3,29	2,23	1,69	2,46	1,76	1,94	2,22	5,74	2,21	3,01	2,28	1,41	1,64	1,55	1,97	1,56	1,99		
Ho	0,61	0,43	0,42	0,44	0,49	0,57	0,62	0,73	0,53	0,37	0,55	0,39	0,44	0,5	1,18	0,54	0,67	0,5	0,34	0,38	0,38	0,46	0,35	0,47		
Er	1,84	1,23	1,19	1,27	1,43	1,68	1,85	2,23	1,49	1,1	1,57	1,07	1,3	1,47	3,5	1,43	1,9	1,49	1,04	1,1	0,93	1,29	1,17	1,24		
Tm	0,26	0,17	0,16	0,19	0,22	0,23	0,25	0,35	0,2	0,19	0,24	0,15	0,19	0,22	0,56	0,21	0,29	0,23	0,13	0,16	0,18	0,18	0,19	0,22		
Yb	1,67	1,21	1,18	1,24	1,43	1,62	1,82	2,23	1,38	1,16	1,67	0,98	1,29	1,56	3,83	1,48	2,08	1,6	1,16	1,11	1,16	1,37	1,33	1,53		
Lu	0,28	0,17	0,18	0,2	0,23	0,23	0,24	0,32	0,2	0,17	0,22	0,14	0,2	0,21	0,56	0,19	0,31	0,27	0,22	0,19	0,2	0,22	0,2	0,24		

Примечание. Породы: 1–11 – андезибазальты и андезиты, 12–16 – туфы и туфолавы, 18–26 – диориты–гранодиориты лагортинско-кокпельского комплекса.

Каталог памятников природы

Номер на карте	Местонахождение	Характеристика памятника
Тектонические		
3	Руч. Грубешор	Скальные выходы голубых сланцев (глаукофановых) зоны Главного Уральского надвига
5	Руч. Пальникшор	Живописные складчатые структуры кристаллосланцев пальникшорской толщи
Геоморфологические		
1	Правый берег в районе устья р. Бол. Хойлаю	Типичные конечно-моренные гряды горно-долинного ледника р. Бол. Хойла эпохи ханмейского оледенения
2	Лагортинский перевал	Типичная сквозная долина трогового происхождения, прорезающая Уральский кряж с запада на восток
4	Правый берег р. Лагортаю	Многочисленные отпрепарированные дайки долеритов лагортаюского комплекса
6	Каровый массив	Система живописных висячих каров, относящихся к эпохе голоценового карового оледенения
7	Река Погурей-Егарт	Разрез валунно-галечных полимиктовых конгломератов в основании погурейской свиты
8	Слияние рек Бол. и Мал. Лагорта	Хорошо выраженное в рельефе ступенчатое строение аллювиальных террас
9	Оз. Варчаты	Живописные многочисленные бугры пучения
10	Левый берег р. Погурей	Достопримечательный денудационный останец
11	Верховья руч. Игядей-Егарт	«Спина динозавра» – отпрепарированная дайка долеритов оранг-юганско-лемвинского комплекса

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	3
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ. <i>С. Т. Ремизова, Д. Н. Ремизов, Е. А. Лебедева</i>	8
СТРАТИГРАФИЯ. <i>М. А. Шишкин, С. Т. Ремизова, Д. Н. Ремизов, А. Д. Матюшков</i>	18
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ. <i>Д. Н. Ремизов, С. И. Григорьев, С. Ю. Петров, М. В. Носиков</i>	63
ТЕКТОНИКА. <i>С. Н. Сычев</i>	108
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	117
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А. Д. Матюшков, А. В. Степунин</i>	123
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>О. А. Косьянов, М. А. Шишкин, М. В. Носиков</i>	131
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>М. Л. Сахновский, М. А. Шишкин</i>	154
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>С. Н. Суриков, М. Н. Чуйко</i>	175
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>М. Н. Петрова</i>	180
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	186
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	188
<i>Приложение 1. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых</i>	197
<i>Приложение 2. Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), геофизических (ГФА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых</i>	198
<i>Приложение 3. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений</i>	228

<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	235
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	236
<i>Приложение 6.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте	239
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	240
<i>Приложение 8.</i> Петрогеохимические характеристики горных пород района ..	241
<i>Приложение 9.</i> Каталог памятников природы	253

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000 (второе издание)
цифровое
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XVI – г. Хордьюс
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 24.11.2014. Формат 70×100/16.
Гарнитура Times New Roman. Уч.-изд. л. 21
Заказ 81114007

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153