

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ПОЛЯРНО-УРАЛЬСКАЯ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ»
(ОАО «ПУГГП»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ»
ИМ. А.П. КАРПИНСКОГО (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

МАСШТАБ 1 : 200 000

Издание второе
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XXI, XXII (Евыргорт)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 550,8:528,94(084.3М200) (470.13)

Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И., Степунин А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации Масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41- XXI, XXII (Евыргорт). Объяснительная записка. - Спб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2015.

Дается описание материалов по стратиграфии, интрузивным и метаморфическим образованиям южной части Войкаро–Сынинского массива Полярного Урала, прилегающей части Лемвинского аллохтона и Западно–Сибирской плиты. Описаны стратиграфические подразделения в возрастном диапазоне от рифея до позднего мела включительно, а также четвертичные отложения, магматические образования палеозоя. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории. Рассмотрены закономерности их размещения. Дана оценка прогнозных ресурсов. Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

Табл.3, ил. 14, список лит. 157 назв., прил. 8.

Авторы:

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

Научный редактор: канд. геол.-минер. наук *Шишкин М.А.*

Рецензенты: *Жданов А.В.*, канд. геол.-минер. наук *Семенова Л.Р.*,
канд. геол.-минер. наук *Иогансон А.К.*

Рекомендовано к печати

НРС Роснедра РФ 23 ноября 2009 г.

© Роснедра, 2015
© ОАО «ПУГГП», 2009
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2015
© Коллектив авторов, 2009

ВВЕДЕНИЕ

Территория листов Q-41-XXI, XXII в административном отношении входит в состав Шурышкарского района Ямало-Ненецкого автономного округа, Ханты-Мансийского автономного округа и Республики Коми. Ее географическое положение определяется координатами: 65°20'–66°00' с.ш. и 62°–64° в.д.

Орографически рассматриваемая территория делится на пять частей (с северо-запада на юго-восток): Предуральскую равнину, западные предгорья, горную (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 высокие предгорий, а также отдельные остаточные горы. Для низких предгорий характерны плоские, часто заболоченные вершины водоразделов с абсолютными отметками 200-360 м, при относительных превышениях над долинами до 150 м. Высокие предгорья характеризуются уплощенными холмисто-увалистыми водоразделами с абсолютными отметками 400-600 м (до 800 м).

Горная часть листа (Уральский кряж) включает здесь Войкаро-Сынинский горный массив. Рельеф его сильно расчленен, максимальные высотные отметки достигают значений 1000 м (максимальная 1064,9 м - г. Игядейтайкеу), 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 – 400 м. В карах нередко располагаются современные небольшие ледники. Водоразделы часто плоские, представляют собой сохранившиеся фрагменты разноуровневных поверхностей выравнивания 900-1000 м и 600-800 м ступенями спускающиеся к предгорьям.

Восточные предгорья представлены холмисто-увалистой поверхностью, отделенной от Западно-Сибирской низменности низкогорной грядой Малого Урала с абсолютными отметками 200 – 300 м, (максимальная - 327.0 м). В Малоуральской гряде относительные превышения составляют 100 – 250 м.

Попадающая в пределы рассматриваемой территории крайняя западная часть Западно-Сибирской низменности в целом характеризуется отметками 80-130 м, минимальные 14-15 м в долине р. Войкар у восточной рамки планшета, максимальные – 172 м у южной рамки. Территория Западной Сибири сильно заболочена, здесь расположены многочисленные озера, крупнейшие из которых Налиматы и Танюраты (лист Q-41-XXI).

Реки западного склона принадлежат бассейну р. Печоры и в пределах листа текут в северо-западном направлении. С севера на юг это: Сев. Чигимхарута, Сев. Харута и Сев. Колокольня (две последние впадают в Сев. Чигимхаруту в северо-западном углу планшета).

Главные водотоки Восточного склона принадлежат бассейну реки Обь и текут к востоку и юго-востоку. Это (с севера на юг): Кокпела и впадающая в нее Тумболава; Нелкаеган, впадающая в Войкар; Лаптапай, Чигимхарута и Пожемаю образующие Харуту, а при слиянии – Сухую Сыню; Мокрая Сыня с притоком Колокольня и Хулга с притоками Хаймаю, Верхняя, Средняя и Нижняя Дзеляю. Крайний юго-западный угол листа Q-41-XXI попадает на небольшой участок бассейна р. Тыкотловы. 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 транс-

порта 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 (Большой Урал), лесотундры (западная равнина и низкие предгорья, гряда Малого Урала, Приобская низменность) и лесов (лиственница, береза, реже 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 население на территории отсутствует. В летний период проводится выпас оленей. 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: сиговые, щука, окунь, красноперка.

В экономическом отношении изученный район не освоен. Населенные пункты на рассматриваемой территории отсутствуют. Ближайшие населенные пункты находятся на железной дороге Инта – Воркута (г. Инта в 100 км от западной границы территории). Через площадь вдоль восточного склона Урала, проходит вездеходно-тракторная дорога, которая через сквозные перевалы Сынинский (517 м) и Хайминский (700,9 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 дзеляюского комплексов, слагающие самые высокие и наиболее расчлененные горные массивы Большого Урала 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 комплекса. Они образуют отдельные останцы и, преимущественно, крупноглыбовые развалы. 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 ручьев Кевсоим, Погрымшор, рек Нелкаюган и Средняя Дзеляю. Западные предгорья в основном перекрыты ледниковыми образованиями, вместе с тем хорошо обнажены склоны долин большинства рек и ручьев. Дочетвертичные (мезозойские) образования расположенного на юго-восточной части листа фрагмента Западно-Сибирской низменности обнажены в единичных выходах по р. Мокрая Сыня, нижнем течении р. Сыня (против устья Пожема-Ю) и ее притоке руч. Абезель.

Работы по ГМК-200 и подготовка к изданию второго поколения Государственной геологической карты листов Q-41-XXI, XXII м-ба 1 : 200 000 были начаты в 2006 году. 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 ГМК-200 [Галлиулин, 2009ф]. В камеральный период с учетом полученных данных проведено обобщение материалов геолого-съемочных, поисковых, разведочных и геофизических работ выполненных в пределах листа.

Геологическая карта листа Q-41-XXI м-ба 1 : 200 000 первого поколения была издана в 1981 году [Гессе, 1981], на основе материалов ГС-200 и ГС-50 и к настоящему времени значительно устарела. На территорию листа Q-41-XXII геологическая карта первого поколения не издавалась, хотя были проведены работы по ГС-200 [Затонская, 1963ф]. Основой для составления Госгеолкарты второго издания явились в первую очередь материалы ГДП-50 [Пыстин, 1982ф], [Лютиков, Раб. мат], данные собственных полевых исследований авторов [Галлиулин, 2009ф], тематических исследований В.В. Боровского и А.Л. Клопова [Боровский, 1977ф], материалы поисковых работ на хромиты обобщенные Б.В. Перевозчиковым [Перевозчиков, 2005ф], а также тематические исследования ИГ КНЦ Уро РАН, ГИН РАН на территории листов за период с 1969 по 2005 годы. Вышеотмеченные работы позволили уточнить положение и детализировать 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 практически полностью перекрыта плиоцен-четвертичными отложениями, а материалы бурения ограничиваются тремя опорными скважинами на листе Q-41-XXII. В основу рисовки геологической карты здесь положена карта масштаба 1 : 500 000, составленная сотрудниками ЗапСибВНИГНИ [Мельгунов, 2008ф] с учетом материалов сейсморазведки.

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-XX [Шишкин, 2005, в издании], с которым границы полностью увязаны. Изданная по смежному листу Q-41-XV карта масштаба 1 : 200 000 первого поколения в значительной степени устарела. Поэтому увязка границ по северной рамке листа Q-41-XXI не проводилась. Северная рамка листа Q-41-XXII с подготовленным к изданию листом Q-41-XVI [Ремизов, 2009, в издании] полностью увязана. По южной рамке с листом Q-41-XXVIII произведена увязка с картами, составленными в результате ГГС-200 [Астапов и др, 1998ф]. Восточная рамка свободна, так как по листу Q-41-XXIII имеются только комплект устаревших карт, составленных в результате ГС-200 [Затонская, 1963ф].

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 геолого-съёмочных 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»: д.г.-м.н. Д.Н. Ремизов (ответственный исполнитель), д.г.-м.н. 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: д.г.-м.н. С.Т. Ремизова, к.г.-м.н. М.А. Шишкин, Е.В. Молчанова, А.В. Черкашин, Е.А. Лебедева, С.В. Калаус, сотрудники ИГ КНЦ Уро РАН, к.г.-м.н. А.А. Соболева, к.г.-м.н. К.В. Куликова, к.г.-м.н. А.Ф. Хазов, сотрудники ГИН РАН к.г.-м.н. Е.В. Хаин и к.г.-м.н. А.А. Федотова. Сопутствующие полевые и камеральные работы по анализу типоморфизма рассыпного золота проводились группой ИГ КНЦ Уро РАН под руководством д.г.-м.н. С.К. Кузнецова. Авторы благодарны участникам полевых работ к.г.-м.н. В.И. Мизину, А.Е. Шмырову, С.Т. Неверову, В.В. Горбенко, М.А. Курочкиной, Ф.Н. Феофилактову, 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, Н.Г. Григорьева, А.О. Косьянов, Е.А. Лебедева, А.Д. Матюшков, М.В. Носиков, С.Ю. Петров, М.Н. Петрова, С.Т. Ремизова, М.Л. Сахновский, А.В. Степунин, С.Н. Сычев, С.Н. Суриков, М.А. Чуйко.

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, д.г.-м.н. С.Т. Ремизовой, споро-пыльцевой анализ - ведущим научным сотрудником ИГ КНЦ Уро РАН, д.г.-м.н. О.П. Тельновой.

Авторы признательны Н.В. Лютикову, В.Г. Котельникову, А.Н. Мельгунову, А.В. Жданову, А.П. Казаку, А.П. Прямоносову, Г.Н. Савельевой, Т.Н. Кривко и другим, оказавшим разностороннюю консультативную помощь и предоставившие материалы собственных исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В связи с тем, что работы, проведенные до издания Госгеолкарты м-ба 1 : 200 000 первого поколения по листу Q-41-XXI, достаточно подробно освещены в объяснительной записке к листу [Гессе, 1981], а по листу Q-41-XXI в отчете по ГС-200 [Затонская, 1963ф] в настоящей записке рассматриваются только итоги отмеченных выше работ и проведенные после них геологические исследования. Для улучшения восприятия сведения о работах даются по тематическим разделам.

ГЕОЛОГОСЪЁМОЧНЫЕ ПОИСКОВЫЕ И РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

В 1959-1963 гг. на территории листа Q-41-XXII под руководством С.Г. Затонской [Затонская, 1963ф] поведена геологическая съемка м-ба 1 : 200 000 с целью подготовки к изданию Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000. Вся территория листа покрыта равномерной сетью геологических маршрутов, для изучения четвертичных отложений пробурены многочисленные скважины ручного бурения. Для изучения разрезов Западно-Сибирской плиты пробурены 3 опорных скважины, вскрывших разрезы кайнозоя и мезозоя. На тот период работы были вполне информативны, а по Западно-Сибирской части листа не потеряли своего значения до настоящего времени. Ордовикские отложения Лемвинской зоны отнесены авторами к хомасьинской свите (O_{1-2}), вулканогенные отложения Малого Урала расчленены на образования $S_2-D_1?$ и D_{1-2} . Первые отвечают войкарской свите, вторые малоуральской в современном понимании. Мезозойские отложения западносибирской части листа расчленены по возрасту. По данным бурения выделены континентальные отложения средней-верхней юры и морские верхнеюрские, меловые отложения расчленены по данным бурения на ярусы. Возраст обоснован определения споро-пыльцы, микрофауны и макрофауны. Составлены карты срезы распространения мезозойских отложений по основным возрастным срезам. Составлена геоморфологическая карта м-ба 1:200 000. Карта четвертичных отложений не составлялась. Они показаны на геологической карте в пределах западносибирской части листа. В основу расчленения положены представления о ледниковом генезисе основного объема четвертичных отложений листа. Отложения среднего плейстоцена расчленяются на самаровскую и тазовскую ледниковые свиты, между которыми местами выделяется межледниковая мессовская свита. В верхнем плейстоцене выделяются казанцевская, зырянская и сартанская свиты, отложения первой, второй и третьей надпойменных террас, а также озерно-болотные отложения и отложения склонового ряда. Зырянские ледниковые отложения по данным авторов не имеют покровного характера и образуют конечно-моренные формы у подножья предгорий в междуречье рек Сыни и Войкара. Интрузивные образования расчленены по возрасту на нижнепалеозойские и среднепалеозойские и далее по петрографическому составу. К нижнему палеозою на основании более высокого метаморфизма отнесены габбро-амфиболиты, обрамляющие ультраосновные породы Войкаро-Сынинского массива с запада и востока. Все остальные интрузивные породы (в том числе кварцевые диориты и граниты) отнесены к дифференцированной габбро-перидотитовой формации, внедрение которой происходило после образования вулканитов нижнего-среднего девона.

Геологическая карта не издавалась. По современным представлениям она излишне схематична и не может считаться кондиционной. В поисковом отношении работы были неэффективны. Значимых проявлений рудных полезных ископаемых не установлено.

В 1961 г Ламбе-Юганской партией под руководством Г.Я. Пономарева [Пономарев, 1961ф] на территории листа Q-41-79 проведена поисковая металлотрическая съемка м-ба 1:100 000. В результате проведенных работ лист признан неперспективным в отношении полезных ископаемых. Дальнейшее проведение работ не рекомендуется. Составлена геологическая карта м-ба 1:100 000 листов Q-41-79,80. Геологическая ситуация на которой отражена достаточно подроб-

но и существенно точнее, чем на составленной позже карте м-ба 1:200 000 [Затонская, 1963ф]. Вулканогенные отложения расчленены на войкарскую (S-D₁?) и варчатинскую (D₁₋₂) свиты. Расчленение интрузивных образований аналогично С.Г. Затонской [Затонская, 1963ф].

В 1961-1964 г.г. Кок-Пельской ГСП под руководством Б.Ф. Костюка проведена геологическая съемка м-ба 1:50 000 на территории листов Q-41-79-B-б,г и Q-41-80-A-а,в [Костюк, 1964ф]. Вулканогенные отложения Малого Урала расчленены на лагортинскую (S₂) и малоуральскую (D₂₋₃) свиты. Первая полностью соответствует войкарской в современном понимании. Четвертичные отложения в предгорьях в пределах листа Q-41-XXI в основном представлены отложениями склонового ряда. В западносибирской части - озерно-аллювиальными отложениями (Q_{III}³), по долинам закартированы отложения первой надпойменной террасы и голоценовые отложения поймы. Интрузивные породы расчленены исключительно по составу. На территории листа Q-41-XXII выделяются роговообманковые габбро, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты (собского комплекса в современном понимании). Нижний предел внедрения кварцевых диоритов предполагается среднедевонским, остальные условно считаются более молодыми. Проведено металлометрическое опробование. Значимых проявлений полезных ископаемых в результате работ не выявлено. Геологическая карта применительно к масштабу 1:50 000 схематична, большая часть границ предполагаемая.

В 1981 г. издан комплект государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 листа Q-41-XXI с объяснительной запиской, подготовленный под руководством В.Н. Гессе [Гессе, 1981], включающий геологическую карту, карту четвертичных отложений и карту полезных ископаемых. При её составлении авторами были использованы материалы геолого-съёмочных работ по ГС-200 [Гранович, Пиотровская, 1961ф], [Гранович, Пиотровская и др., 1962ф], [Гранович, Савельева, 1963ф], а также материалы проведенных к тому времени геолого-съёмочных работ масштаба 1: 50 000 в северной части листа [Савельев и др., 1965ф], [Савельев и др., 1967ф], [Водолазский, 1973ф].

Расчленение стратифицированных образований в пределах Лемвинской СФЗ традиционно для того времени. Авторы исходили из постулата, что проявления вулканизма в палеозое маловероятны, поэтому все поля развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований были отнесены к кокпелюкской свите (R₃-Є), выше располагалась молюдмусюрская свита (Є?), которая рассматривалась как байкальская моласса. По современным данным эти положения ошибочны. Выше выделялись традиционные свиты лемвинского комплекса палеозоя, трактовка объема которых (за исключением уточнения возраста) осталась в основном неизменной до настоящего времени: погурейская (O₁), грубеинская (O₁₋₂), качамылькская (O₂₋₃), молюдшорская (O₂₋₃), харотская (S-D₁), хойлинская (аналог пагинской, D₂), няньворгинская (D₃-C₁), воргашорская (C₁₋₂), яйюская (C₁₋₂), кечьпельская (P₁). Осадочно-вулканогенные образования восточного склона расчленены на варчатинскую (D₂) и галактионовскую (D₃) свиты. При этом к последней ошибочно отнесены из-за внешнего сходства и осадочно-вулканогенные отложения в верховьях р. Средняя Дзеляю, залегающие под варчатинской свитой. Среди интрузий выделяются: позднеордовикские (лемвинский габбро-диабазовый комплекс, пожемский комплекс кварцевых порфиров); позднеордовикско-раннесилурийские (хордьюский комплекс габбро-норитов и метагбро, собский комплекс тоналитов, кварцевых диоритов, плагиогранитов); раннесилурийские (войкаро-сыннинский комплекс гипербазитов (в который в отличие от современных представлений, включены, в том числе и образования полосчатого комплекса); кершорский габбровый комплекс); позднесилурийские (погурейский плагиогранитовый комплекс); позднедевонские (конгорский комплекс кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов, сиенитов; и войкарский комплекс диабазов, габбро-диабазов, микродиоритов); позднепалеозойские (биотитовые граниты). В пределах западносибирской части листа на геологической карте показаны четвертичные отложения. Карта четвертичных отложений составлена, исходя из идеи покровного характера зырянской морены, поэтому ледниковые образования среднего плейстоцена, нерасчлененные флювиогляциальные и озерно-аллювиальные отложения среднего-позднего плейстоцена показаны локально во врезках речных долин. Все образования горно-долиных ледников рассматриваются как сартанские, в карах выделены морены карового голоценового оледенения. Выделены аллювиальные отложения первой (III⁴) и второй (III³) надпойменных террас. Карта полезных ископаемых содержит все известные на тот момент сведения об объектах полезных ископаемых. Территория листа оценивается как высокоперспективная на коренное золото, в меньшей степени медь и хромиты.

В 1976-77 гг. Сынинской ГСП начата, а затем в 1979-81 гг. Тыкотловской ГСП под руководством Ю.А. Чернышева, а затем А.М. Пыстина [Пыстин, Жданов и др., 1982ф]. продолжена

ГГС-50 территории листов Q-41-77-Г; 78-Б (а,б,в); В; 88; 89-А,Б,В; 90-А. На территории листа значительная часть отложений, отнесенных на ГС-200 к грубеинской свите ордовика, ошибочно отнесена к рифею и показана как кокпельская свита, в составе которой выделены три толщи: «а», «б» и «с». В реальности толща «а» отвечает верхнепогурейской подсвите, толща «б» - грубеинской свите, а толща «с» - собственно кокпельской свите. Одновременно на других участках листа авторами выделяются погурейская (O_1), грубеинская ($O_{1,2}$), моллюдшорская ($O_{2,3}$) свиты. Все вулканогенно-осадочные образования восточного склона ошибочно отнесены к дзеляварчатинской свите ($D_{2,3}$). Среди интрузивных образований на территории листа выделены следующие комплексы: тыкотловский габбро-диабазовый (R_4), орангьюганско-лемвинский габбро-диабазовый (O_3-S_1), пожемский риолитовый (O_1), райзиско-войкарский гипербазитовый (O_3-S_1), кершорский габбровый (S_1) и погурейский плагиогранитовый ($D_{1,2}$). При этом к тыкотловскому комплексу в основном отнесены дайки и силлы габбро-диабазов, развитые среди ордовикских отложений грубеинской и погурейской свит, ошибочно включенных авторами в состав кокпельской свиты рифея. Вдоль северо-западного ограничения Войкаро-Сынинского массива выделяется хордьюский габбро-амфиболитовый комплекс (R_1), диафторированный, по мнению авторов, по западному обрамлению в палеозое.

Среди четвертичных отложений выделены фрагменты переработанных склоновыми процессами ледниковых отложений среднего плейстоцена, горно-долинные морены верхнего плейстоцена, аллювиальные отложения (QIII-IV) и отложения склонового ряда. Перспективных проявлений не выявлено.

В 1983-1990 гг. Восточно-Грубеинской ГСП под руководством Н.В. Лютикова [Лютиков, раб. мат] проводится ГДП-50 листов Q-41-77-А,Б,В. Подтверждено покровно-надвиговое строение района, значительно уточнены геологическая карты и карта неоген-четвертичных отложений. Рифейско-вендские отложения выделены под названием моллюдвожской свиты. Схема стратиграфии палеозойских отложений и интрузивного магматизма учитывает все последние материалы по Лемвинской зоне. Выделено 3 типа разрезов, отвечающих различным участкам бассейна седиментации впоследствии совмещенными при шарьировании. Западный представлен последовательностью из качамыльской ($O_{2,3}$), харотской ($S-D_1$), пагинской (D_2), няньворгинской (D_3-C_1), воргашорской и кечьпельской свит. В центральном типе место воргашорской занимает яйюская свита. Восточный включает погурейскую (ϵ_3-O_1), грубеинскую (включает харбейшорскую), при этом восточные фации грубеинской свиты выделены в самостоятельную тыкотловскую свиту. Также достаточно дискуссионно вычленение из состава погурейской и моллюдвожской свит части отложений в самостоятельную вулканогенно-терригенную толщу ($O_{1,2}$). Интрузивные образования Лемвинской зоны на листе отнесены к оранг-юганско-лемвинскому комплексу. Поисковыми работами существенно увеличены перспективы и ресурсы коренного золота Няньворгинского золоторудного поля. Отчет по работам, к сожалению, не завершен до настоящего времени.

В 1998 г. под руководством А.П. Астапова завершены работы по ГГС-200 прилегающих с юга листов Q-41-XXVII, XXVIII [Астапов, 1998ф]. Доплиоценовые отложения показаны на схематической карте м-ба 1:500 000. Строения разреза плиоцен-четвертичных отложений изучено по серии буровых профилей. В масштабе 1:200 000 составлена карта плиоцен четвертичных отложений, в основе которой лежат маринистические представления.

В 1996-2001 гг. под руководством М.А. Шишкина [Шишкин, 2002ф] проведены работы по ГДП-200 листов Q-41-XIX, XX с подготовкой к изданию Госгеолокарты-200 второго поколения [Шишкин, 2001, в издании]. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований на прилегающей к листу Q-41-XXI территории существенно переинтерпретировано по сравнению с ГГС-50 [Пыстин, Жданов и др., 1982ф]. Все образования, относившиеся к кокпельской свите верхнего рифея (см. выше), рассматриваются, как палеозойские и распределены по трем свитам: погурейской (толща «а»), грубеинской (толща «б») и кокпельской (толща «с»). В южной части Войкаро-Сынинского массива обосновано выделение дзеляюского ультрамафит-метагаброноритового комплекса (V_2). Ранее А.М. Пыстиным [Пыстин, Жданов и др., 1982ф] эти образования относились к хордьюскому комплексу (PR_1). По имеющимся геологическим и геофизическим материалам более полно расшифровано складчато-надвиговое строение Лемвинского аллохтона с выделением отдельных покровов и их пакетов.

В 2007 г. издана Государственная геологическая карта м-ба 1 : 1 000 000 (Третье поколение) листа Q-41 (Воркута). Авторы: М.А. Шишкин, А.П. Астапов и др. [Государственная..., Q-41, 2007], на которой отражены современные представления по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, полезным ископаемым и прогнозной оценке, в том числе территории ли-

стов Q-41-XXI, XXII. Достоинством работы является наличие цифровых моделей всех графических приложений, комплекта, что позволяет их легко использовать при картосоставительских работах.

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

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С 1949 по 1955 гг. проводились развёрнутые тематические работы Полярно-Уральской комплексной экспедицией Института геологических наук АН СССР. Полученные результаты освещены в работах Н.П. Лупановой и В.В. Маркина [Лупанова, 1964], В.Ф. Морковкиной [Морковкина, 1967]. В.В. Маркин занимался изучением стратиграфии эффузивно-осадочных толщ Собско-Войкарского района, а Н.П. Лупанова – их петрографического состава. Поскольку вся полоса эффузивно-осадочных толщ не является сплошной и однородной, ими выделено с севера на юг четыре района: Хара-Маталоуский, Манюко-Мусюрский, Янас-Теренский и Войкарский. Южная часть Войкарского района (от бассейна р. Кевсоим до р. Нелькаюган) находится в пределах листа Q-41-XXII. В.В. Маркин разработал и обосновал стратиграфическую схему, подразделив все эффузивно-осадочные отложения на ряд свит и слоёв; дал их палеонтологическую и вещественную характеристику, указал (где это возможно) критерии проведения границ между стратиграфическими подразделениями. Относительно возраста эффузивно-осадочных толщ, В.В. Маркин отмечал, что «в пределах Собско-Войкарского района по фауне могут быть достоверно выделены только девонские отложения» [Лупанова, Маркин, 1964]. Н.П. Лупанова приводит в монографии петрографическую характеристику эффузивных и интрузивных пород, а также минеральный состав руд и скарнов.

Детальное изучение габброидных пород в Собско-Войкарском районе дало основание В.Ф. Морковкиной заключить, что «габбро-перидотитовая формация Полярного Урала представляет ассоциацию двух разновозрастных формаций, объединенных в единое целое процессами метаморфизма, особенно в связи с воздействием гранитоидной магмы» [Морковкина, 1967].

В 1975-1977 гг. под руководством В.В. Боровского проведены работы по определению перспективных уровней бокситоносности на территории восточного склона Приполярного Урала [Боровский, 1977ф]. Авторы детально обобщили стратиграфию Малоуральской зоны, провели детальное описание разрезов малоуральской и галактионовской свит и особенно перспективных на бокситы рифогенных отложений. На малоуральскую часть листа Q-41-XXI на основе материалов предшественников и собственных данных составлены схемы корреляции разрезов и геологическая карта м-ба 1:50 000, которая наиболее достоверно отражает взаимоотношение картируемых осадочно-вулканогенных и карбонатных толщ. Перспективность района на бокситы оценивается как не высокие.

В конце 90-х годов XX века детальные исследования Дзеляюского блока проводит Д.Н. Ремизов. В результате этих работ закартирована центральная часть блока, дана детальная петрогеохимическая характеристика слагающих его горных пород, произведено изотопное датирование по единичным зернам цирконов [Remizov, 2004], [Ремизов, 2004].

В 1997-98 гг. коллективом авторов в составе М.А. Шишкина, В.Г. Криночкина, Т.А. Афанасьевой, П.М. Кучерины и др. составлена легенда Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 [Шишкин, 1998ф].

В 2008-2009 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 [Шишкин, 2009ф]. Поэтому все материалы по листу Q-41-XVII полностью ей соответствуют.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

Гравиметрические съемки масштаба 1:200 000 проведены на всей территории листов Q-41-XXI,XXII в период с конца 1960-х по конец 1970-х годов.

В 1979 г. на основе этих работ в Специализированной гравиметрической экспедиции 10 Ухтинского ТГУ З.А. Яцкевич составлена Гравиметрическая карта СССР м-ба 1:200 000 листов Q-41-XXI,XXII (1-е издание). Редукция Буге (сигма-2,3 г/см³) и (сигма-2,67 г/см³). Утверждена НРК по гравиметрическим работам при ВНИИгеофизика в 1980 г [Гравиметрическая..., 1980ф].

Гравиметрические съемки м-ба 1:50 000 проведены в 1975 г. В.П. Дмитриевым, А.Н. Мальцевой, В.С. Шагойко и др. [Ухтинское ТГУ; СГЭ № 10] на двух участках с аппаратурой ГР/К-2. Привязка проводилась инструментально-геодезическими методами, использовалось барометрическое нивелирование, среднеквадратичная погрешность аномалии Буге составила $\pm 0,711$ мГал, съемка признана кондиционной. По результатам съемки были построены карты аномалий силы тяжести в редукции Буге с бпр= 2.67 г/см³ с сечением 0,5 мГал.

В 2006–2008 г.г. И.И. Верником (ЗАПСИБНИИГГ) 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» [Мельгунов, 2009ф] 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 г/см³) с поправкой за влияние рельефа местности масштаба 1:500 000 на всю территорию Северного, Приполярного и Полярного Урала (в том числе территорию листов Q-41-XXI, XXII). 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 1972 г. на территорию листов Q-41-XXI, XXII издана Карта аномального магнитного поля (ΔТa) СССР масштаба 1 : 200 000, серия Северо-Уральская (1-е издание) [Карта..., 1972]. Карта составлена Новосибирским геофизическим трестом. Авторы - С.М. Кострикина, Р.М. Антонович; редактор - П.А. Кукин. Все ранее проведенные работы в ней учтены и нами не освещаются.

В 1976 г. под руководством Г.А. Еремы и В.А. Тарутина (Западный ГТ, Геофизическая экспедиция №1) проведена комплексная аэрогаммаспектрометрическая и аэромагнитная съемки масштаба 1 : 50 000, которая охватила всю центральную часть листа Q-41-XXI [Ерема, 1977ф]. Съемки проводились феррозондовыми магнитометрами в модификации АММ-13, высота полета составляла 75 м, среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 5.0 , ± 16.0 нТл.

В 1980 г. под руководством Ю.М. Ефимова (ПГО Севзапгеология, Ленинградская ГЭ) в юго-восточном углу листа Q-41-XXI и практически по всей территории листа Q-41-XXII осуществлена аэромагнитная съемка масштаба 1: 50 000 в помощь поисковым работам на бокситы [Ефимов, 1981ф] При проведении съемки на высоте 200 ± 3 м были применены высокочувствительные квантовые аэромагнитометры КАМ-28, использование которых позволило провести измерения со среднеквадратической погрешностью ± 3.0 нТл.

В 1995 г. А.Е. Медведевым (Уральская геофизическая экспедиция) были проведены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 50 000, которыми охвачена малая часть исследуемой территории на южной рамке площади. Высота полетов составляла 50-75 м, использовались высокоточные протонные аэромагнитометры ММС-214, СКАТ-77, которые позволили провести съемку со среднеквадратической погрешностью ± 4.5 нТл.

В 2006–2008 г.г. 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» [Мельгунов, 2009ф] 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 листы Q-41-XXI, XXII). 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 геолого-съёмочных 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 [Ремизов, 2004ф].

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 [Галлиулин, 2009ф].

СТРАТИГРАФИЯ

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Образования протерозойского возраста в пределах листов Q-41-XXI, XXII относятся к Лемвинской подзоне Ляпинской СФЗ. Стратифицированные образования представлены отложениями моллюдовождской свиты позднерифеско-раннекембрийского возраста.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА – КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Моллюдовождская свита (RF₃-V_{1ml}). Моллюдовождская свита выделена К.Г. Войновским-Кригером на руч. Моллюдовожд [Войновский, 1960]. Развита в пределах северо-западной части листа Q-41-XXI в составе Восточнолемвинского пакета покровов и обнажается в виде тектонической пластины северо-восточного простирания протяженностью (в пределах исследуемой площади) 40 км при ширине выхода 3 – 5 км. Пластина располагается среди отложений погурейской свиты. Свита в целом сложена комплексом вулканогенных пород контрастной базальт-риолитовой серии с подчиненным количеством туфогенно-осадочных и осадочных образований. Нижняя часть свиты существенно эффузивная (базальтоидная), верхняя – вулканогенно-осадочная (туфогенно-метариолитовая).

На территории листа представлены в основном образования нижней подсвиты.

Преобладающими являются пироксен-плагиофировые метабаазальты, нередко с хорошо выраженной миндалекаменной структурой. Наряду с порфиоровыми разностями часто встречаются афировые метабаазальты. Иногда отмечаются кластлавы и туфы (кристаллические, литокристаллокластические) основного состава

Как правило, вулканиды интенсивно расланцованы и представляют собой линзовидно-полосчатые за счет чередования зеленых и красноцветных полос породы, пронизанные многочисленными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, кварц-кальцитовыми, реже эпидот-кварцевыми и эпидот-хлоритовыми прожилками сложной конфигурации.

Петрохимическая характеристика приводится по материалам Н.В. Лютикова [Лютиков, раб. мат.]

По петрохимическим показателям метабаазальты моллюдовождской ассоциации относятся к метабаазальтам с субщелочным до щелочного, уклоном. Причем, при достаточно высоких содержаниях K₂O (от 1 до 6,2 %) по соотношению щелочей породы попадают преимущественно в поле умеренно-натриевых до высоконатриевых уклонов.

По содержанию SiO₂ базальтоиды варьируют от 41,86 до 61,7 % в наиболее лейкократовых разностях (пробы со средними значениями 51,4 %). Породы характеризуются параметрами Q (по Заварицкому) от -26,5 до 14,5, причем основная масса проб попадает в поле от слабонасыщенных SiO₂ до ненасыщенных. Значительное число проб характеризуется дефицитом кремнекислоты, сопровождающимся повышенной щелочностью (в т.ч. калиевой), что, вероятно, объясняется первично субщелочным уклоном проб.

По абсолютному содержанию Al₂O₃ метабаазальты относятся к среднеглиноземистому типу, причем большая часть проб характеризуется умеренноглиноземистым уклоном (15-16 % Al₂O₃) по сравнению с весьма низкоглиноземистыми (13-15 %) разностями кокпельской ассоциации. В ряде случаев (6 из 16) отмечается пересыщенность состава алюминием.

По соотношению железа и магния все метабаазальты моллюдовождской относятся к железомagneмному типу с соотношением Fe/Fe+Mg от 0,4 до 0,6. Общая меланократовость метабаазальтов на основе показателя «В» (по Заварицкому) характеризует их как их как мезобаазальты (В от 20 до 30), что в целом согласуется с петрографическими наблюдениями. По абсолютному содер-

жанию TiO_2 основная масса проб моллюдовожской ассоциации характеризуется умеренно низкотитанистым уклоном (0,7-1,5 % TiO_2).

Позднерифейско-вендский возраст обосновывается сборами микрофитоцитов позднего рифея на территории листа Q-41-XV [Дембовский, 1989ф]. Также вендский возраст подтвержден нашими результатами абсолютного датирования субвулканических риолитов моллюдовожского комплекса на Бол. Хайма - 564 ± 10 Ma (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) на территории листа Q-41-XX. Раннекембрийский возраст верхов подсветы доказан определениями абсолютного возраста риолитов экструзивно-субвулканической фации в междуречье рек Лев. и Пр. Грубею 522.0 ± 3.4 Ma (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) на примыкающем с запада листе Q-41-XX. Мощность более 1000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Для палеозойского времени в пределах листов Q-41-XXI, XXII выделяются Зилаиро-Лемвинская и Войкарская структурно-формационные зоны, разделенные Главным Уральским надвигом (ГУН).

Отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ представлены осадками глубокого шельфа, континентального склона и подножья [Пучков, 1979]. Отложения Войкарской СФЗ представляют собой образования палеоокеанической области.

Описание стратиграфии ведется в соответствии с легендой Полярно-Уральской серии [Шишкин, 2009ф] по зональному принципу.

ЗИЛАИРО-ЛЕМВИНСКАЯ СФЗ

В современной структуре и в пределах листа Q-41-XXI данная зона протягивается в виде непрерывной полосы тектонических пластин северо-восточного простирания вдоль западного склона Урала входящих в состав Лемвинского аллохтона. 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 Западнолемвинская, Восточнолемвинская и Лагортинская подзоны.

ЗАПАДНОЛЕМВИНСКАЯ ПОДЗОНА

Отложения этой подзоны распространены в крайней северо-западной части листа Q-41-XXI и входят в состав Хайминско-Пагинского и Няньворгинско-Пальникского районов. Основные различия районов заключаются в фациальном облике каменноугольных отложений. В первом районе они представлены воргашорской свитой, а во втором – яйюской.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Качамылькская свита ($O_{2-3}k\check{c}$) выделена К.Г. Войновским-Кригером в 1945 г. по возвышенности Качамыльк [Войновский-Кригер, 1960]. На территории листа Q-41-XXI предположительно выделяется в Хайминско-Пагинском районе в среднем течении р. Харута, 200-250 м ниже устья Няньворгавожа. Отложения свиты слагают здесь узкую (150 м) полосу протяженностью около 1,2 км. Представлены в нижней части 40-метровой пачкой, полого падающих ($5-10^\circ$) на восток черных углисто-глинистых сланцев, на которых согласно залегает пачка переслаивающихся пелитоморфных известняков, содержащих линзы черных кремней с линзовидными прослоями темно-серых кварцевых алевролитов. По облику толща близка к средней (пачешорской) подсвете качамылькской свиты восточных разрезов [Шишкин, 2001, в издании]. Взаимоотношения с окружающими образованиями не наблюдались, вероятно, тектонические. Фаунистически не охарактеризована. Видимая мощность более 120 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА НИЖНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харотская свита ($S-D_1hr$) выделена К.Г. Войновским-Кригером [Войновский, 1942ф]. Представлена черносланцевыми отложениями (фтаниты, кремнистые, углисто-глинистые, фосфатные сланцы) с прослоями петельчатых и плитчатых известняков. В рассматриваемом районе харотская свита распространена в составе западных пластин Лемвинского аллохтона, с разре-

зами в районе р.р. Няньворгавож - Колокольня, Харута. В ее строении здесь отчетливо выделяются две толщи: нижняя (черносланцевая) и верхняя (сланцево-известняковая).

Нижняя толща (от 100 до 200 м) сложена преимущественно черными плитчатыми и массивными фтанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с редкими тонкими прослоями углистых детритовых известняков и специфическими радиально-лучистыми карбонатными конкрециями. Отдельные разности углисто-кремнистых сланцев являются фосфатосодержащими (до 5-7 %). Охарактеризована граптолитами зон "*gregarius*", "*sedwickii*", "*spiralis*", "*testis*" [Водолазский, 1974ф]. По литологическим особенностям и возрастной последовательности в составе нижней толщи достаточно четко выделяются три пачки: кремнисто-сланцево-фтанитовая (средний-верхний лландовери), конкреционная (верхний лландовери, зона «*Monograptus spiralis*») и черносланцевая фосфатоносная (венлок).

Кремнисто-сланцево-фтанитовая пачка представлена фрагментарно в серии разрозненных обнажений по р.р. Молюдвож, Чигим-Харута, Харута, Няньворгавож и Колокольня. Граптолиты зоны «*Coronograptus gregarius*» известны по работам В.Н. Гессе [Гессе, 1960ф] в нижнем течении р. Чигим-Харута. В толще темно-серых и черных кремнисто-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с тонколистовой отдельностью собраны граптолиты: *Rastrites approximatus* Rerner, *R. peregrinus* Barr., *Monograptus triangulatus* (Harkn.). Более высокие горизонты, отвечающие зоне «*M. sedwickii*» известны в разрезах правого берега р. Харуты, по р. Колокольня и р. Молюдвож. Наиболее полный разрез представлен на р. Харута (правый борт, в 0,2 км выше устья р. Няньворгавож). Кремнисто-сланцево-фтанитовая пачка мощностью не менее 55 м содержит здесь граптолиты *Climacograptus* sp., *Cephalograptus cometa* (Gein.), *Petalograptus palmeus* (Barr.), *P. Folium* (Hisinger.), *P. minor* Elles, *Monograptus lobifera* (McCoy), *M. communis* Lapw., *Rastrites longispinus* Perner, *Monograptus convolutus* (His) и др. [Лютиков, раб. мат.].

Конкреционная пачка является одним из характерных элементов нижней толщи, который можно использовать в качестве маркирующего горизонта. Наиболее полно фаунистически охарактеризованным разрезом конкреционной пачки представлен на р. Молюдвож. В этом обнажении она представлена толщей черных углеродосодержащих до углеродистых кремнисто-глинистых и глинистых сланцев с тонкоплитчатой до листоватой отдельностью (местами очень рыхлых, разрушенных) видимой мощностью 50-60 м. Характерной особенностью пачки является наличие известняков конкреционного типа: от мелких линз (до 2,5 см) вытягивающихся в суббудинированный слой, до крупных мегаконкреций 1-1,5 м, также вытягивающихся в единую цепочку. Среди вмещающих сланцев установлены граптолиты: *Stomatograptus grandis* (Succs), *Retiolites geinitzianus* (Barr.), *Monograptus priodon* (Bronn), *M. marri* Perner., *M. spiralis* (Geinitz), *Cyrtograptus* sp. *indet.*, *C. insuetus* Koren., характерные для зоны «*Monograptus spiralis*»

Углеродисто-кремнисто-глинистая фосфатная пачка характерна для многих участков выхода харотской свиты в изученном районе (р. Молюд-Мусюр, р. Харута, р. Колокольня). Литология пачки достаточно характерна: переслаивание черных мягких углеродисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, обычно тонколистоватых. Характерным для толщи является бедность органическими остатками. На р. Харуте найдены граптолиты: *Monoclimacis* ex gr. *vomerina* (Nich.), *Monograptus priodon* (Bronn.), *Cyrtograptus* sp., позволяющие отнести вмещающие осадки к базальным слоям венлока. На р. Колокольня (левый борт, в 9,5 км от устья) в изолированном коренном выходе черных кремнисто-глинистых сланцев установлены граптолиты: *Rastrites* sp. *indet.*, *Monograptus priodon* (Bronn.), *Cyrtograptus centrifugus* Voucek, характерные также для низов венлока.

Верхняя толща (от 45-60 до 90-100 м) сложена тонкослоистыми углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, с прослоями и пачками серых петельчатых известняков. Охватывает диапазон от верхов лудлова до низов эмса и охарактеризована (в бассейне р. Харута) конodontами местных зон "*Ozarkodina excavata*", "*Kockelella variabilis*", "*Polygnathoides siluricus*", "*Oz. eosteinhornensis*", "*Ancyrodelloides transitans*", "*Pedavis pesavis*", "*Pandorinellina miae*", "*Polygnathus dehiscens*" [Колесник, 1994]. Широкое развитие карбонатных пачек – основная особенность разрезов западного типа харотской свиты. Самая верхняя в разрезе нижнедевонская пачка птероподовых известняков является маркирующим горизонтом свиты для всей Лемвинской зоны. Полные непрерывные разрезы отсутствуют. По литологическим особенностям может быть разделена на 3 пачки: нижнюю известняковую (верхний лудлов - пржидолий), среднюю - углеродисто-глинисто-кремнистую (нижний локхов) и верхнюю - известняковую (верхний локхов - нижняя часть эмского яруса).

Нижняя известняковая пачка фрагментарно выходит в обнажениях по р.р. Харуте, Няньворгавож, Колокольня. На р. Харуте (обн. 2741, [Лютиков, раб. мат]) в пачке глинистых грубопетельчатых известняков мощностью более 8 м. В.Н. Пучкову удалось найти остатки конодонтов *Polygnathus siluricus* Brans et Mehl., указывающие на принадлежность их к верхнему лудлову. Позднее из этих слоев собран более богатый комплекс конодонтов, включая: *Ancyrodella ploeckensis* Wall., *Polygnothoides* sp. indet., *Spathognathodes inclinatus inclinatus* (Rhod.), *Sp. inclinatus* Wall. и др. дополняющий сборы В.Н. Пучкова [Лютиков, раб. мат]. В других обнажениях лудловские известняки известны на р. Колокольне (обн. 5251, [Лютиков, раб. мат]). Здесь в пачке «петельчатых» известняков с ортоцератидами, переслаивающимися с известковистыми глинистыми сланцами, определены конодонты: *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes.), *Sp. inclenatus hamatus* Wall., *Polygnathoides siluricus* Brans et Mehl. Суммарная мощность нижней известняковой пачки составляет 35-45 м (с учетом не вскрытых интервалов).

Средняя кремнисто-сланцевая пачка. По фрагментам обнажений выше известняков нижней пачки устанавливается относительно маломощная (22-25 м) пачка углеродисто-кремнистых и глинистых сланцев, содержащих остатки граптолитов зон «*Monograptus uniformis*» и «*M. hercynicus*», указывающие на локховский возраст отложений. Переход от кремнисто-сланцевой пачки к петельчатым птероподовым известнякам наблюдается на р. Няньворгавж в 800 м ниже рч. Кытшильшор. Здесь на углеродисто-глинистых тонколистоватых сланцах общей мощностью порядка 20-25 м залегают петельчатые известняки, содержащие в верхних горизонтах тентакулиты (нормальная мощность 2,5 м).

В известняках Л.С. Колесник определены конодонты верхов локховского яруса: *Icroodus pe-savis* Bish. et Zieg., *Ancyrodelloides* sp. indet., *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Zieg., *Sp. steinhornensis repetitor* Carls et Gangl., *Pseudooneotodus beckmanni* (Bish et Sann.), *Bebodella resima* (Philip.). Таким образом, граница сланцевой и верхней известняковой толщи, вероятно, проходит в верхних горизонтах локховского яруса, внутри зоны «*Monograptus hercynicus*».

Верхняя известняковая пачка является наиболее распространенным и легко узнаваемым элементом разреза харотской свиты. Характерной особенностью «петельчатых» известняков этой пачки является наличие обильных мелких раковин птеропод (стилиолин и тентакулитов) в обязательном порядке присутствующих в большем или меньшем количестве слоев в этом интервале разреза. По наличию в верхней части пачки конодонтов зоны «*Polygnathus dehiscens*», которая по новой схеме расчленения девона отнесена к эмсу, возраст основного объема верхней пачки – прагиен – низы эмса.

Возраст харотской свиты в целом в соответствии с Легендой [Шишкин, 1998ф] принимается в интервале ранний лландовери – ранний эмс.

Нижняя граница харотской свиты повсеместно на изученной площади имеет тектонический характер. Верхняя граница проводится по появлению в разрезе кварцитовидных песчаников пагинской свиты.

Черносланцевые отложения харотской свиты характеризуются богатым и разнообразным геохимическим полем [Юдович, 1998]. Содержания $C_{орг}$ колеблются в широких пределах от 0,84 до 5,88%, достигая максимальных значений в фосфатсодержащих сланцах.

Аномалии по фосфору типичная черта отложений свиты. Выделяются собственно фосфатоносные сланцы (микрзернистые фосфориты) и фосфоритовые конкреции («желваковые фосфориты»). Фосфатоносные сланцы обычно содержат 1-5% P_2O_5 , отдельные их слои (при содержаниях 8-11%) можно классифицировать как бедные пластовые фосфориты. Фосфатное вещество представлено в них микроконкреционными стяжениями коллофана размером от 0,02 до 12 мм. Конкреционные фосфориты представлены черными булавовидными и овальными конкрециями (7-10 см по длине оси при толщине 1,5 см) с пеллетовой структурой. Содержания P_2O_5 довольно высоки от 13 до 29%. Однако на общую массу породы не превышают 3-5%.

Аномалии фтора (1000-5000 г/т), ртути (0,1-0,23 г/т), урана (до 12-19 г/т), селена (5-14 г/т) отмечаются во всех фосфатоносных породах. Также в отложениях харотской свиты обычны аномальные содержания цинка (100-300 г/т), серебра (1-1,5 г/т), никеля (300-400 г/т в пробах с рр. Харуты и Колокольни), ванадия (V_2O_5 до 0,12 г/т), которые достаточно уверенно коррелируются с содержанием органического вещества [Юдович, 1998].

Мощность харотской свиты 200-260 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Пагинская свита (D_{1-2pg}) выделена К.Г. Войновским-Кригером по стратотипической местности её развития на р. Паге [Войновский, 1962]. Развита в пределах листа Q-41-XXI по рр. Сев. Чигимхарута, Сев. Колокольня, Няньворгавож. Представлена ритмично построенной толщей турбидитного характера, с многократным чередованием серых, зеленовато-серых, темно-серых, кварцевых и кварцитовидных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Реже присутствуют пачки и пласты глинисто-кремнистых сланцев и кремней, служащие своеобразными горизонтами раздела крупных мегаритмов.

В среднем течении р. Няньворгавож и на правом берегу р. Харута в районе устья Няньворгавожа В.Н. Пучковым и А.И. Водолазским найден комплекс конодонтов верхнего эмса: *Ozarkodina typica denckmanni* Zieg., *Belodella* cf. *triangularis* (Stauff.), *Spathognathodus steinhornensis* Zieg. и др. [Пучков, 1979]

Севернее на р. Бол. Хойла выявлены конодонты эмского, эйфельского и живетского времени [Гуськов, 1980ф]: *Ozarkodina remscheidensis* Zieg., *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. linguiformis linguiformis* Hinde, *Po. eiflii* Bisch. et Zieg. и др. Кремни свиты характеризуются единичными находками радиолярий.

Пагинская свита без перерыва залегает на «петельчатых» известняках харотской свиты с фауной раннего эмса и перекрывается толщей разноцветных кремнистых и глинистых сланцев с конодонтами франского возраста, относящихся к няньворгинской свите. Верхняя граница соответствует уровню подошвы кыновского горизонта [Шишкин, 1998ф]. В большинстве случаев зона стратиграфического контакта нарушена тектоникой.

Для свиты характерен аномальный геохимический фон по Ва и полиметаллам [Юдович, 1998].

Мощность свиты в пределах листа оценивается в 100-200 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Няньворгинская свита (D_2-C_{1nv}) впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г., [Войновский-Кригер, 1963] в составе кремнисто-сланцевой, с прослоями известняков толщи, предположительно каменноугольного возраста. Свита 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.

На территории листа Q-41-XXI свита хорошо обнажена, но не образует полных разрезов. По литологическим особенностям выделяется два типа разреза. В большей части выходов по рекам Сев. Харута, Сев. Колокольня, Няньворгавож (нижнее течение), развит сланцево-карбонатно-кремнистый тип разреза. В верхнем течении р. Няньворгавож и верховьях руч. Кытшильшор - чисто кремнистый бескарбонатный разрез. При этом первый перекрывается воргашорской свитой, второй – яйюсской.

По материалам А.И. Водолазского [Водолазский, 1974ф] в западных разрезах свита расчленяется на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща, имеющая карбонатно-кремнисто-сланцевый состав, разделяется на три пачки. В основании свиты на терригенных отложениях пагинской свиты залегает пачка серых, зеленовато-серых и темно-серых кремнистых сланцев, с прослоями углисто-кремнистых разностей мощностью 20-25 м. В нижней части пачки В.Н. Пучковым в разрезе по р. Харута (0,5 км выше устья р. Няньворгавож) обнаружены конодонты *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant), *Polygnathus* ex. gr. *assymmetricus* Bish. et Ziegl. саргаевского горизонта франского яруса [Пучков, 1979].

Вышележащие отложения представлены пачкой (50 м) синевато-серых глинисто-кремнистых сланцев с прослоями желтых и зеленых глинистых сланцев и пластинами темно-серых мелкозернистых известняков с конодонтами *Palmatolepis rhenana* (Bisch), *P. subrecta* (Mill. et Young), *Pa. hassi* Müll. et Müll. и др. характерных для средней и верхней частей франского яруса. Вверху разреза нижней толщи залегают глинисто-кремнистые и глинистые сланцы без прослоев карбонатов с многочисленными конодонтами, среди которых определены: *Palmatolepis triangularis* Sann, *Pa. delicatula* Branson et Mehl и др. характерные для низов фаменского яруса. Мощность пачки – 15-20 м, а общая мощность нижней толщи няньворгинской свиты составляет около 90 м.

Верхняя толща (существенно кремнистая по составу) разделяется на две пачки. В нижней части располагается пачка тесно переслаивающихся зеленоватых, лиловых, серых кремнистых и серо-зеленоватых, зеленовато-желтых и желтых глинистых сланцев мощностью около 70 м. В них собраны конодонты: *Palmatolepis glabra glabra* Ulr. et Bassl, *Pa. regularis* Cooper, *Pa. triangularis* Sann, *Pa. gracilis* Ulr., *Pa. superlobata* Branson et Mehl и др. указывающие на ранне- и среднефаменский возраст сланцев. Пестроцветная «яшмоидная» часть пачки является маркером для всей Лемвинской зоны содержит конодонты зоны “*marginifera*”. Разрез верхней толщи завершается пачкой (около 100 м) переслаивающихся между собой черных и темно-серых глинистых, углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, содержащих в верхней части разреза редкие пласты известковистых песчаников, брекчиевидных и доломитизированных известняков. В глинисто-кремнистых сланцах низов разреза собраны конодонты фаменского яруса: *Palmatolepis glabra acuta* Helms, *Pa. distorta* Branson et Mehl, *Pa. glabra elongata* Helms. и др. Верхняя часть пачки здесь не охарактеризована и относится к нижнему карбону условно, по залеганию на ней карбонатов воргашорской свиты с фауной визейского яруса. На контакте свит в районе располагается маркирующая пачка (5,5 м), образованная тонким переслаиванием темно-серых, серых, желто-серых и зеленых кремнистых сланцев, содержащих обильный пирит. По конодонтам, составляющих комплексы зон от “*A. rotundiloba*” до “*S. anchoralis*” возраст свиты в Лемвинской зоне в целом обоснован в пределах от позднего девона (саргаевский горизонт) до кровли турнейского яруса (косьвинский горизонт) [Пучков, 1979], [Водолазский, 1973ф], [Колесник, 1986ф]. Низы разреза по общегеологическим корреляциям с шельфом наиболее вероятно имеют кыновский возраст [Шишкин, 2003ф], что и принято в Легенде Полярно-Уральской серии [Шишкин, 2009ф], так как последний этап терригенного сброса с шельфа приходится на пашийское время.

Верхняя граница с воргашорской свитой обычно имеет характер тектонического отслоения. Однако описаны и нормальные стратиграфические взаимоотношения. В частности, на реке Харута она проводится в основании кремнисто-карбонатной пачки, которая в более северных районах содержит конодонты нижнего визе [Колесник, 1986ф]. Тем не менее, верхняя граница свиты имеет отчасти дискуссионный характер, так как существует точка зрения (А.А. Беляев, Л.С. Колесник), что ее логичнее проводить не в основании, а кровле данной пачки (см. также ниже описание воргашорской свиты).

Верхний контакт с яйюской свитой на листе не обнажен. Севернее на р. Пальникью и также на левобережье р. Мал. Хойлаю наблюдается в ненарушенном фрагменте стратиграфический контакт с перекрывающими отложениями яйюской свиты. Здесь углисто-кремнистые сланцы с кремнями и известняками няньворгинской свиты согласно сменяются различным переслаиванием полимиктовых известковистых песчаников и алевросланцев – типичным парагенезисом яйюской свиты.

В няньворгинской свите отмечаются аномальные геохимические поля Mn, Ba, Zn, Cu, Pb, Hg, Rb [Юдович, 1998]. Аномалии Mn характерны главным образом для фаменской части разреза, так называемой «яшмоидной пачки». В известняках содержания Mn здесь могут достигать 0,5-1% MnO, в доломитах и яшмоидах 1-3%. Аномалии Ba (1200-1500 г/т) характерны для франских отложений р. Харуты. Аномалии полиметаллов, ртути и урана типичны для черных кремнистых сланцев и фтанитов.

Общая установленная мощность няньворгинской свиты на листе составляет около 250 м, хотя вероятно с учетом не полной обнаженности она может быть и больше.

Воргашорская свита (C_{1-3Vr}) выделена К.Г. Войновским-Кригером [Войновский, 1963]. Развита в Хайминско-Пагинском районе по рр. Харута, Сев. Колокольня, Няньворгавож (нижнее течение), где она входит в состав западных покровов Лемвинского аллохтона. Воргашорская свита характеризуется сланцево-карбонатным разрезом и, в общем, представлена углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами, известняками и доломитами. Наилучшие разрезы свиты располагаются на р. Харуте, в районе устья рр. Няньворгавож и Колокольня, а также на реках Колокольня и Чигим-Харута. Разрез р. Харута (рассматривается в качестве парастратотипа) наиболее полон. В составе свиты Л.С. Колесник здесь выделяется пять пачек [Лютиков раб. материалы].

Первая пачка (около 12 м) представлена переслаиванием черных углистых кремнистых и глинистых сланцев и известняков. Известняки темно-серые тонкозернистые и тонкоплитчатые, образуют прослои по несколько сантиметров. С подстилающими няньворгинскими кремнистыми сланцами пачка, повидимому, связана постепенным переходом, однако обычно контакт тектонизирован. Вторая пачка (около 22 м) весьма характерна и сложена известняками и до-

ломитами с “поясками” и линзами кремней. Известняки темно-серые тонкокристаллические с линзами черного крупнокристаллического кальцита (антраконита). Доломиты полосчатые, известковистые. Здесь же присутствуют доломитовые брекчии (до 3 м) и редкие маломощные прослои листоватых аргиллитов. Размер обломков в брекчиях от первых см до 20 см; цемент доломитовый. В известняках содержатся конодонты позднего визе *Gnathodus bilineatus* (Roun.), *Paragnathodus nodosus* (Bisch.), *P. commutatus* (Brans. et Mehl) и др. [Лютиков, раб. мат.]. К.П. Евсеевым из известняков нижней толщи собраны гониатиты: *Goniatites* ex. gr. *cranistria* Phil., *Girtyroceras* sp., *Promotrites* sp., позволяющие отнести отложения к низам верхнего визе [Гессе, 1981]. Третья пачка (до 6,4 м) сложена углистыми листоватыми аргиллитами с известково-кремнисто-фосфатными конкрециями. Как показало статистическое изучение конкреции по размерам, преобладающий их диаметр составляет 1,5-3,5 см. Не смотря на то содержания в самих конкрециях достаточно высокие (15-25%P₂O₅), на основании чего А.М. Павловым была произведена оценка прогнозных ресурсов, средние содержания на массу породы не превышают 2-2.5 % [Юдович, 1998]. В черных аргиллитах основания толщи А. И. Елисеевым встречены фораминиферы: *Archaediscus krestovnikovi* Raus, *A. karreri* Brady и др. указывающие на поздневизейский возраст пород. Четвертая пачка (10-13 м) имеет ритмичное строение и образована известковистыми глинистыми алевролитами и алевролитистыми темно-серыми известняками. Пятая пачка (20-30 м) сложена зеленовато-серыми, голубовато-серыми глинистыми и кремнисто-глинистыми породами (так называемыми «массивными сланцами»). В них определены конодонты *Idiognathodus delicatus* Gunnell, *Idiognathoides sinuatus* Harr. et Holl, *Idiognathodus* sp., *Streptognathodus* sp. и др. средне-позднекаменноугольного возраста. [Елисеев, 1973], [Пучков, 1979], [Лютиков, раб. мат.].

Общая мощность разреза на р. Харута не превышает 70 м.

Возраст воргашорской свиты на основании вышеприведенных фаунистических данных датируется в интервале позднего визе - позднего карбона. Верхняя граница с кечпельской свитой носит характер постепенного перехода и в пределах листа описана на р. Харута и Колокольня, где она проводится по подошве пачки углисто-глинистых сланцев с растительным детритом [Юдович, 1998]. В большинстве других случаев этот контакт тектонизирован и проводится по появлению полимиктовых песчаников.

Воргашорская свита характеризуется богатым аномальным геохимическим фоном по Mn, Ba, Sr, P, U, Mo, V, Cu, Zn, Hg, Se. Аномалии Mn (0,9-1,4% MnO) характеризуют толщу «массивных сланцев». Аномалии Ba характерны для всего разреза, Sr – для серпуховского уровня. Аномалии P, F, U, Hg, V приурочены к черносланцевым частям разреза, содержание C_{орг} в которых может достигать 6-8% [Юдович, 1998]. При этом содержания ванадия могут достигать 500-700 г/т, что служит основанием для поисков горизонтов «ванадиеносных сланцев».

Мощность воргашорской свиты на листе по данным разных авторов изменчива и колеблется в интервале 70 (р. Харута) – 450 м (среднее течение Няньворгавожа) [Гессе, 1981].

Яйюская свита (C_{1-3jj}) выделена К.Г. Войновским-Кригером [Войновский-Кригер, 1963]. Развита в пределах Няньворгинско-Пальникского района. На листе распространена в нижнем течении р. Сев. Харуты, верховьях руч. Кытшильшор. Наиболее протяженный разрез (более 500 м) обнажается в среднем течении р. Няньворгавож. Контакты с подстилающей няньворгинской свитой на листе не обнажены. В других районах контакт согласный [Водлазский, 1983]. 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.

В пределах листа в составе яйюской свиты А.И. Водлазским [Водлазский, 1974ф] выделяются три толщи: нижняя известняковая, средняя известняково-песчаниковая и верхняя песчанико-сланцевая.

Нижняя толща (разрез которой обнажен в правом береговом обрыве р. Няньворгавож) сложена тремя крупными пачками пород. В ее основании располагается пачка (50 м) серых и светло-серых, нередко алевролитовых известняков пелитоморфного и микрокристаллического строения с редкими линзочками и прослойками черных кремней. Выше залегает пачка (80 м) переслаивающихся серых тонкослоистых олигомиктовых песчаников и алевролитов, глинистых сланцев и алевролитов с единичными прослоями известковистых песчаников и песчанистых известняков. Разрез толщи завершает пачка (30 м) тесно переслаивающихся тонкослоистых олигомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с большим количеством маломощных пластов сильнопесчанистых и глинистых известняков.

Средняя толща (140 м) сложена серыми мезомиктовыми, нередко известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями известковистых песчаников и темно-серых битуминозных известняков. Ее полный разрез вскрывается в обрывах левого берега Няньворгавожа.

Верхняя толща (150 м) обнажена на правом берегу Няньворгавожа и его правом притоке руч. Базовый. Сложена тесным переслаиванием пластов мезомиктовых песчаников и алевролитов, а также аргиллитов, содержащих в средней части горизонт кремнисто-фосфатных конкреций. Особенностью толщи является наличие в песчаниках до 30% плохоокатанных обломков различных пород.

Таким образом общая мощность яйюсской свиты в данном разрезе составляет более 450 м и, по-видимому, на листе в целом не многим более. В сопредельных районах Лемвинской зоны мощность свиты оценивается А.И. Елисеевым не менее 1000 м.

В нижней толще А.И. Водолазским [Водолазский, 1974ф] собраны визейские фораминиферы: *Archaediscus moellery* Raus., *Plectogyra* sp. В верхней толще В.А. Салдиным установлен комплекс среднекаменноугольных конодонтов: *Idiognathoides sinuatus* Higg. et Holl., *I. marginodosus* Craus., *I. aff. pacificus* Savace, *I. snachitensis* Harlt., *I. sulcatus* Higg. et Bouck., *Streptognathodus expansus* Ido et Koike, *S. parvus* Dunn, *S. suberectus* Dunn, *Idiognathodus incurvus* Dunn; позднекаменноугольных конодонтов: *Streptognathodus aff. ruzhencevi* Kozur, *S. aff. barskovi* Kozur [Салдин, 1996ф].

В сопредельных районах в отложениях яйюсской свиты определены фораминиферы и конодонты визейско-серпуховского, московского и позднекаменноугольного возраста; среди конодонтов: *Gnathodus cf. gyrti* Hass., *Gn. bilineatus* (Roun.), *Gondolella cf. foliosa* Chern. et Resh., *G. cf. bisseli* Clark et Behn, *Neognathodus* sp., *Idiognathodus sinuosus* Ell. et Grav., *Streptognathodus excelsus* Stauff. et Plum., *S. gracilis* Stauff. et Plumm., а также смешанные комплексы конодонтов и фораминифер раннего, среднего и позднего карбона [Елисеев, 1973], [Гуськов, 1980], [Салдин, 1996ф], [Шишкин, 2002ф]. Таким образом возраст яйюсской свиты уверенно определяется в интервале визейского яруса нижнего карбона – верхнего карбона.

Яйюсская свита отличается вполне индивидуальным геохимическим фоном, для которого характерны аномалии Mn, Sr, Ba, F, Cr. Так в верховьях Няньворгавожа Я.Э. Юдовичем в верхней толще установлены пласты карбонатных песчаников (до 1.5% MnO). Аномалии Ba и Sr в отличие от района Собских баритовых месторождений приурочены в районе к серпуховскому уровню. Аномалии хрома в песчаниках яйюсской свиты в 3-4 раза выше кларка для песчаных пород и свидетельствуют о наличии акцессорного хромшпинелида, который связан с размывом ультраосновных массивов восточного склона Полярного Урала [Юдович, 1998].

Стратиграфический контакт с перекрывающими отложениями кечьпельской свиты на листе не наблюдался. В более северных районах он согласный и проводится по появлению в разрезе пластов полимиктовых песчаников.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Кечьпельская свита (С₃-Р_{1кр}) выделена К.Г. Войновским-Кригером в 1947 г. с названием по р. Кечь-Пель [Войновский, 1947]. В пределах рассматриваемой территории отложения свиты распространены в северо-западной части листа Q-41-XXI. Наиболее представительные разрезы есть на рр. Харута, Няньворгавож, Сев. Колокольня. В целом степень обнаженности свиты достаточно низкая, и она образует мелкоглыбовые развалки на водоразделах.

Кечьпельская свита характеризуется крайним однообразием литологического состава. Сложена она ритмичным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники и аргиллиты пользуются примерно равным распространением. Алевролиты тяготеют к контактам пластов песчаников и аргиллитов, образуя постепенный переход между ними.

Песчаники представляют собой средне- или мелкозернистые плотные отчетливо слоистые породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Типична темено-бурая корка выветривания, на фоне которой отчетливо выделяются более светлые красноватые, желтоватые и зеленоватые зерна полевых шпатов (из-за чего они получили название «перечных песчаников»). На подошвах пластов обычны флишевые гиероглифы. На р. Харута в песчаниках нижней части разреза встречены линзовидные и шариковидные конкреции кремнисто-глинистого состава, иногда с высоким содержанием фосфора. Кластический материал песчаников (45-80%) представлен угловатыми и угловато-окатанными обломками плагиоклаза (40%), кварца (20%), иногда карбонатов (до 5%), амфибола, ортоклаза и обломков пород. По составу являются типич-

ными граувакками. Цемент преимущественно базальный глинистый иногда карбонатно-глинистый.

Алевриты – темно-серые тонкослоистые плотные иногда полосчатые породы. На плоскостях напластования характерно наличие обильного растительного детрита в виде обугленных, иногда графитизированных обрывков растений или растительно сора. Очевидно, что растительные остатки по своей «гидродинамической крупности» соответствовали алевритовой фации и поэтому оставались во взвеси при осаждении из мутьевого потока песчаной фракции, но осаждались раньше чем пелитовые частицы.

Аргиллиты – плотные темно-серые, почти черные, токослоистые интенсивно рассланцованные породы. Растительный детрит наблюдается только под микроскопом. Сложены глинистым пелитовым материалом, содержащим большое количество углефицированной растительной пыли (содержание $C_{орг}$ – до 5,46%) и зерен кварца. Иногда содержат железисто-кремнистые эллипсоидальные конкреции (до 1,5 см). Макроскопически они отличаются от типичных аргиллитов угленосной толщи передового прогиба. В обнажениях они нередко образуют крупные тонкие литсты подобные «шиферным сланцам» с твердыми режущими краями [Юдович, 1998]

К.Г. Войновским-Кригером, И.Б. Грановичем в алевритовых на рр. Харута и Колокольня собраны растительные остатки, среди которых определены: *Paracalamites striatus* Schmal., *Paracalamites* sp., *Noeggerathiopsis* sp., *Samaropsis* sp., *Knorria* sp. По материалам В.А. Салдина [Салдин, 1996ф], по более северным районам (рр. Харота Елецкая, Бол. Хойла) свита содержит конодонты *Neogondolella ex gr. bisselli* (Clark et Behn), *Gondolella sublancoolata* Gunn. и аммоноидеи *Agathiceras uralicum* Карп., *Artinskia cf. nalivkini* Ruzh., *Somoholites beljaevi* (Voron.), *Eosiniatius* sp., указывающие на сакмарский возраст отложений.

Взаимоотношения с подстилающими отложениями воргашорской свиты наблюдались в пределах площади на р. Харута и Колокольня. Переходы постепенные. Обычно под циклитами кечпельской свиты наблюдалась пачка углеродсодержащих (иногда алевритистых) кремнисто-глинистых тонколистоватых сланцев с конкрецидами (прослоями и линзами) и в отдельных случаях песчанистыми доломитами (Харутское ванадиевое проявление). Для этой же пачки характерна повышенная ванадиевость (до 0,11 %), радиоактивность (до 100 мкр/час) и аномалии меди. На р. Колокольня (выше устья) эта пачка (видимой мощностью 40 м) сложена черными аргиллитами с высоким содержанием органического вещества и огромным количеством шамотово-кремнистых конкреций, группирующихся в прослои [Юдович, 1998]. На р. Харута она сложена «алевросланцевой фацией» (до 100 м) с анкеритовыми конкрециями и обильным растительным детритом. Кроме того, здесь присутствуют прослои песчаников с базальным анкеритовым цементом, которые характеризуются характерной красно-бурой коркой выветривания [Юдович, 1998]. Н.В. Лютиковым эта пачка описывалась как переходные слои от воргашорской свиты к кечпельской [Лютиков, раб. мат]. Я.Э. Юдович же придает этим слоям статус «фаций». На основании изотопного состава углерода и кислорода анкерита он делает предположение об опреснении среды седиментации, определяя, таким образом, положение черносланцевой пачки на границе выклинивания турбидитов кечпельской свиты.

Взаимоотношения с яйюсской свитой на листе тектонические. Севернее кечпельская свита залегает согласно, без признаков углового и стратиграфического несогласия на кремнисто-глинистых сланцах яйюсской свиты, охарактеризованных конодонтами верхнего карбона [Салдин, 1996ф].

Верхняя граница свиты эрозионная. На разных ее частях с угловым несогласием лежат меловые отложения. Свита сложно дислоцирована. Слоистость глинистых сланцев часто затухает не совпадающей с ней сланцеватостью, что затрудняет определение ее мощности, которая составляет по-видимому более 1000 м.

ВОСТОЧНОЛЕМВИНСКАЯ ПОДЗОНА

В границах листов протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Сев. Колокольни до верховьев р. Сев. Чигим-Харуты, захватывая и верховья рек Мокрая-Сыня, Пожемаю, Нелкаеган, Игядейган. В основании разреза с размывом на верхнерифейско-вендских образованиях залегает погурейская свита, которая охватывает часть верхнего кембрия – нижний ордовик. Вышележащие образования расчленяются на: грубеинскую, моллюдмусюрскую, кокпельскую и харбейшорскую свиты. Территория листов Q-41-XXI, XXII относится к Южно-лемвинскому району.

Погурейская свита (E_3-O_1pg) выделена В.Н. Гессе [Гессе, 1961] из первоначального объема грубеинской свиты К. Г. Войновского-Кригера [Войновский-Кригер, 1960], как нижняя, грубозернистая ее часть. Стратотип свиты - на руч. Погурей-Егарт, притоке р. Погурей (за пределами описываемой территории, лист Q-41-XVI). Распространена в приводораздельной области преимущественно на территории листа Q-41-XXI и захватывает небольшой участок в северо-западном углу листа Q-41-XXII. Наилучшие разрезы наблюдались на р. Чигим-Харута, руч. Перспективный и Чигимшор.

А.И. Водолазским (Водолазский, 1974ф) в пределах листа в составе свиты выделяются две подсвиты: нижняя - конгломерато-гравелито-песчаниковая и верхняя - сланцево-песчаниково-алевролитовая.

Нижняя подсвита (руч. Перспективный и др.) сложена красновато- или чаще зеленатовато-серыми, светло-серыми массивными конгломератами (<10% разреза), гравелитами (15%), грубо и крупнозернистыми олигомиктовыми, реже полимиктовыми песчаниками и алевролитами (70%). На востоке (руч. Чигимшор) в составе разреза подсвиты присутствуют пласты основных эффузивов. Конгломераты и гравелиты имеют линзовидно-пластовый характер и встречаются повсеместно. Мощность пластов конгломератов – до 10 м, гравелитов 1-2 м. Содержание грубообломочного материала в конгломератах 65–70%, в гравелитах 40–45%. Окатанность галек и валунов средняя, реже хорошая. Размеры валунов до 10–15 см, галек до 7 см. цемент базальный полимиктовый для конгломератов и хлорит-серицит-кварцевый для гравелитов. Валун и галька представлены молочно-белым кварцем (до 60%), красными и красновато-серыми кварцитопесчаниками, метабазами, риолитами, сланцами. В единичных гальках встречены гранитоиды и габбро. В песчаниках нижней подсвиты количество кластического материала достигает 60–75%, содержание обломков пород колеблется от 10–15% в грубозернистых разностях до 3–5% в средне-, крупнозернистых. Представлены они микрокварцитами, сланцами, на востоке – риолитами. Остальная часть кластики представлена кварцем (25–45%) и полевыми шпатами (15–20%). Мощность нижней подсвиты по данным А.И. Водолазского около 100 м, в восточных разрезах по наблюдениям Н.П. Игнатова 25–30 м. Граница с верхней подсвитой проводится по исчезновению пластов грубозернистых песчаников и гравелитов.

Верхняя подсвита (руч. Чигимшор, Перспективный, р. Харута) не отличается постоянством литологического состава. В пределах листа А.И. Водолазским выделяются два типа разреза (западный и восточный). Западные разрезы сложены красновато-серыми, чаще зеленовато-серыми преимущественно мелкозернистыми олигомиктовыми песчаниками, содержащими пласты крупнозернистых внизу разреза, известковистых песчаников, алевролитов, и известняков верхней и средней частях. Обломки пород в песчаниках практически отсутствуют, структура blastoaleвропсаммитовая, массивная, иногда сланцеватая, полосчатая. Цемент базальный хлорит-серицит-кварцевый или серицит-кварцевый. Алевролиты и алевритистые сланцы аналогичны по составу, но отличаются сланцевой текстурой. Известняки и глинистые известняки редки и наблюдаются в виде линзовидных прослоев мощностью до 2 м в средней и верхней частях подсвиты.

Восточные разрезы верхняя половина подсвиты (около 200 м) сложена темно-серыми углестыми алевролитами, углесто-глинистыми сланцами с прослоями зеленовато-серых алевролитов и линзами темно-серых известняков.

Однако в такой трактовке верхняя граница свиты трудно диагностируема, так как проводится по исчезновению песчаных разностей. Поэтому нами аналогично листу Q-41-XX [Шишкин, 2001, в издании] к верхней подсвите относится также залегающая выше толща (300–350 м) зеленоцветных алевропесчаников, алевролитов, алевритистых сланцев и «полосатиков», которая предшественниками обычно относилась к низам грубеинской свиты.

В известняках и известковистых песчаниках верхней подсвиты на западе (р. Харута) установлены *Tritoechia lermontovae* (Lessn), *Ceratopyge* sp. nov, на руч. Хальмервож – криноидеи и цистоидеи, сходные с нижнеордовикскими; на востоке в темно-серых известняках (р. Мокрая Сыня) - *Diceratopyge* sp. nov и (р. Нелкаган) *Ceragnostus* cf. *korskenensis* Burl, *Euloma* ex gr. *kellery* Balash, *Niobella* aff. *laeviceps* (Dalm.), которые позволяют считать возраст свиты тремадокским [Гессе, 1981].

По материалам Н.В. Лютикова к западу о рамки листа свита содержит брахиоподы (обн. по р. Харута) позднего кембрия и тремадока *Eoorthis planus* Nass, *Micrognostus* sp, *Altorthis kindersensis* Andr.

Перекрывается согласно грубеинской свитой. Нами граница проводится по появлению пестроцветных разностей алевролитов

Общая мощность погурейской свиты колеблется в основном от 550 до 900 м.

Грубеинская свита (O_1gr). Впервые под названием грубеинской свиты К.Г. Войновский-Кригер выделил комплекс пестроцветных (красных и зелёных) сланцев и алевролитов с горизонтами песчаников и конгломератов. После выделения песчаниково-конгломератовой части в самостоятельную погурейскую свиту [Гессе, 1962] это наименование сохранилось за оставшейся сланцево-алевролитовой пестроцветной толщей. На территории листов Q-41-XXI, XXII выделяется в бассейнах рр. Сев. Чигим-Харуты, Сев. Харуты, Сев. Колокольни, в верховьях рр. Мокрой Сыни, Пожемаю, Нелкаегана. Образует две полосы по обрамлению водораздельного хребта.

Свита представлена характерным ритмичным переслаиванием зеленых, зеленовато-серых, лиловых, вишнево-красных алевролитов, алевритистых глинистых сланцев и алевропесчаников. В восточных разрезах в низах разреза отмечаются редкие прослои миндалекаменных лав и туфов основного состава. Состав алевролитов и алевросланцев кварцевый, кварц – полевошпатовый или кварц-гематит-хлоритовый. Окраска лиловых разностей обусловлена тонкораспыленным гематитом, зеленых – повышенными содержаниями хлорита и эпидота. Породы нередко рассланцованы, на плоскостях сланцеватости повсеместно развиты примазки филлитовидных сланцев. Степень метаморфических изменений в целом возрастает в юго-восточном направлении.

Из фаунистических остатков в свите (200 м выше контакта с погурейской свитой) на р. Харута обнаружены граптолиты *Phyllograptus densus* Torng [Водолазский, 1974ф]. Ее возраст, согласно находкам, а также учитывая залегание между погурейской и харбейшорской свитами принимается в интервале поздний тремадок – ранний арениг. Верхняя граница проводится по исчезновению лиловых разностей пород и появлению монотонных пачек зеленых алевропесчаников харбейшорской свиты. В восточных разрезах в грубеинскую свиту вклинивается вулканогенный разрез, относимый к кокпельской свите.

Мощность грубеинской свиты оценивается в 500–800 м.

Кокпельская свита (O_1kr) выделена К.Г. Войновским-Кригером [Войновский, 1960] является фаціальным аналогом части грубеинской свиты на востоке Лемвинской зоны и распространена в бассейнах рр. Колокольня Южная, Мокрая Сыня, Сев. Чигим-Харута. Опорные разрезы находятся за пределами листа на р. Кокпела и руч. Изья-Шор [Дембовский, 1988], [Дембовский, 1989ф], [Шишкин, 2001, в издании]. А.И. Водолазский [Водолазский, 1974ф], В.Н. Гессе [1981], в отличие от К.Г. Войновского-Кригера на территории листа не разделяли моллюдовожскую и кокпельскую свиты, относя все вулканогенные породы в состав последней. Н.В. Лютиковым [Лютиков, раб. мат] и М.А. Шишкиным [Шишкин, 1998ф], [Шишкин, 2001, в издании] было показано, что есть допогурейские вулканиды (моллюдовожская свита) и вулканиды в составе палеозойских толщ (кокпельская свита).

Кокпельская свита сложена метабазальтами и ортосланцами зеленого цвета с подчиненным количеством зеленых же алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев. В метабазальтах местами отмечаются реликты подушечных и миндалекаменных текстур, а среди подушечных метабазальтов иногда встречаются бордово-красные гидротермально-метасоматические яшмиды-джаспериты. По химическому составу вулканогенные породы идентичны габбро-долеритам орангьюганско-лемвинского комплекса [Шишкин, 2002ф]. В нижней части разреза свиты метабазальты преобладают. В результате наложенного метаморфизма они нередко превращены в порфиритоиды и альбит-хлорит-эпидотовые, эпидот-альбит-актинолитовые и альбит-эпидот-глаукофановые сланцы. Последние встречены только в верховьях северной Чигим-Харуты, где они локализируются вдоль контакта кокпельской и моллюдовожской свит.

Долгое время отложения свиты относились к верхнему протерозою, однако находки в стратотипическом разрезе на р. Кокпела микрофоссилий ордовикского возраста [Дембовский, 1989ф] 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. В плане кокпельская свита образует линзовидные массивы вулканогенных пород, которые по латерали замещаются пестроцветными толщами грубеинской свиты и могут рассматриваться как маркеры зон рассеянного рифтогенеза на континентальном склоне. Мощность свиты 450–700 м.

Моллюдмусюрская свита ($O_{1-2}md$) выделена В.Н. Гессе [Гессе, 1962]. Слагает Моллюдмусюрскую тектоническую пластину Лемвинского аллохтона. Представлена красноцветными и серо-зелеными часто гематитсодержащими кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками и в меньшем количестве филлитовидными и альбит-хлорит-актинолитовыми сланцами с прослоями метабазальтов, метариолитов и метадацитов альбитизированных.

В низах разреза развиты пласты (мощность 4-5 м) полимиктовых метагравелитов и туфогравелитов. В их кластической части: кварц составляет 80-85%, полевые шпаты до 5%, обломки пород – до 15%. Среди обломков пород отмечаются: кислые эффузивы и их туфы (преобладают), алевролиты, серые сланцы, красноватые кварциты, метабазальты и порфиритоиды. Состав обломков указывает на вероятность размыва осадочно-вулканогенной толщи типа моллюдвожской свиты. Мощность «базальной» псефитовой пачки не превышает 60–65 м.

Выше залегает толща (250–260 м) переслаивания красных филлитовидных сланцев и мелко-, среднезернистых кварцевых песчаников. Толща насыщена маломощными (0,3-0,5 м) прослоями или силами (?) метабазальтов и риолитов. Еще выше по разрезу располагается толща (320–400 м) средне-, крупнозернистых красных гематитсодержащих кварцевых песчаников.

В разные годы свита помещалась в докембрий, то стратиграфически ниже кокпельской (в современной трактовке моллюдвожской) свиты, то выше нее. О.А. Кондияном отнесена к верхнему венду [Государственная... Q-41, 2001] и рассматривается в качестве байкальской молассы. Н.В. Лютиковым [Лютиков, раб мат] трактуется, как особая фация погурейской свиты. Б.Я. Дембовским отложения свиты из-за внешнего сходства по литологии и наличию стратиформного медного с серебром оруденения относились к манитанырдской серии и рассматривались в качестве эрозионно-тектонического окна елецких фаций. Б.Я. Дембовским обоснован также и ордовикский возраст свиты. Из песчаников Л.Н. Ильченко определен комплекс ордовикских микрофоссилий: *Lophosphaeridium obtusatum* Tim., *Trachysphaeridium otteniatum* Tim., *Tilosphaeridium unduratum* Tim., *Baltisphaeridium bifurcatum* Eis. и др. [Дембовский, 1988]. На руч. Тумбаловавож (лист Q-41-XV) из известковых алевролитов верхов разреза Б.Я. Дембовским собраны конодонты, брахиоподы и криноидеи низов среднего ордовика *Limbimurina* ex gr. *insucta* Cooper, *Hesperortis* sp., *Laticura* ex gr. *inconstans* Williams, *Hemicosmites vajgatschensis* Yelt. et Stak и др. [Дембовский, 1989ф]. В то же время тектонический блок с моллюдмусюрской свитой, несомненно, находится в составе аллохтона и поэтому ее фаціальную природу до сих пор нельзя считать окончательно установленной. Все контакты с окружающими образованиями в настоящее время считаются тектоническими. Мощность свиты более 720 м.

Харбейшорская свита. Нижнехарбейшорская (нелкинская) подсвита. (O_2hb_1). Харбейшорская свита впервые выделена К. Г. Войновским–Кригером [Войновский, 1960]. В стратотипическом разрезе, расположенном по ручью 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 в виде полосы северо-восточной ориентировки от верховьев рр. Игядейган и Нелкаеган на севере до р. Мокрая Сыня на юге. В.В. Руженцевым и др. [Руженцев, 1998] описана в районе под названием нелкинская свита. Из-за грубого песчанистого состава и серо-зеленого цвета данные отложения нередко ошибочно относили к погурейской свите [Пыстин, 1982ф], [Государственная..., Q-41, 2007].

Строение нижнехарбейшорской подсвиты в целом однообразно и сложена песчаниками, которые слагают массивные пласты мощностью 1–3 м. Местами (истоки р. Игядейган) она имеет ритмично слоистое строение и представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. При этом отдельные прослои сланцев также могут иметь лиловые оттенки, аналогично грубеинской свите (борта долины р. Мокрая Сыня).

Рассматриваемые образования не охарактеризованы фаунистически. В бассейне р. Мал. Надота возраст харбейшорской свиты обоснован находками акритарх ордовика [Шишкин, 2001, в издании]. Там же верхи разреза свиты ассоциируют с низами харотской свиты, в связи с чем возраст верхней часть разреза харбейшорской свиты определен как средне–позднеордовикский, нижней части – среднеордовикский. Однако восточных разрезах, например, в Верхнехаротском районе верхние части разреза свиты замещаются литокомплексом углисто–кремнистых сланцев, выделяемых обычно как моллюдшорская свита, возраст нижней части которой среднеордовикский [Шишкин, 2005, в издании]. В пределах рассматриваемой территории возраст песчаников, отнесенных к харбейшорской свите, определяется по их налега-

нию 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 многих местах в верховьях рек Игядейеган и Нелкаеган, Мокрая Сыня. 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-XXI не наблюдался. Однако в более южных районах (на руч. Грубешор, р. Молоньявож) серо-зеленые алевролиты харбейшорской свиты стратиграфически перекрыты углисто-кремнистыми сланцами низов молюдшорской свиты, что определяет в целом возраст нижнехарбейшорской подсвиты в Верхнепогурейско-Верхнехулгинском районе как среднеордовикский [Шишкин, 2001, в издании]. Кроме того, необходимо отметить, что в районе г. Черная (лист Q-41-XVI, [Ремизов, 2009, в издании]) в серо-зеленых известковистых филлитах, по всей видимости, относящихся к харбейшорской свите П.М. Кучериной (он включил их в состав грубеинской свиты) близ контакта с черными сланцами черногорской серии были собраны раннеордовикские трилобиты *Geragnostus* sp., *Niobe* sp.indet (определения Н.Я. Анцигина).

Мощность подсвиты существенно варьирует от места к месту. Максимальных значений 650–700 м она достигает на водоразделе рек Игядейеган и Нелкаеган. По всей видимости кварцевые и олигомиктовые песчаники харбейшорской свиты представляют собой 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 терригенными осадками саледской 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 нами среднеордовикским.

ЛАГОРТИНСКАЯ ПОДЗОНА

В современном плане представляет собой систему тектонических пластин, примыкающих с запада к линии Главного Уральского надвига и образованными отложениями, характерным элементом которых являются кремнисто-вулканогенные образования, относимые в пределах листа к молюдшорской и грубешорской свитам нерасчленным.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Молюдшорская и грубешорская свиты нерасчленные (O_2 - $D_3m\check{s}$ - $g\check{s}$). Нерасчленный литокомплекс молюдшорской и грубешорской свит протягивается в северо-восточном направлении вдоль ГУНа от западной рамки листа Q-41-XXI до северной рамки листа Q-41-XXII, слагая ряд тектонических чешуй, входящих в Лагортинский пакет покровов. Представлен довольно специфическим комплексом кремнисто-вулканогенных образований. Прежде они относились в пределах листа и прилегающих районах: молюдшорской (O_{2-3}) [Гессе, 1981], [Пыстин, 1982ф], [Шишкин, 2001, в издании], [Шишкин, 2002ф], копельской (PR_3 - ϵ) [Миклухо-Маклай, 1972], лагортинскому комплексу [Пучков, 1979], лагортинской серии (ϵ_3 - O_1) [Кучерина, 1991ф]. В Легенде [Шишкин, 1998ф] было восстановлено первоначальное понимание объема данного М.А. Масловым (1966) при выделении свит: молюдшорская свита – это преимущественно черносланцевые углисто-кремнистые отложения; грубешорская – преимущественно вулканогенные образования с подчиненными пачками углисто-кремнистых разностей. Возраст молюдшорской свиты по современным данным среднеордовикский, грубешорской среднеордовикско-позднедевонский [Шишкин, 2009ф], [Ремизов, 2009]. Раздельное картирование свит из-за сложной тектоники невозможно.

Молюдшорская свита (250-300 м) сложена глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами и фтанитами с подчиненным количеством в верхней части прослоев грязно-зеленых (обычно омарганцованных) туфов и рассланцованных туфолов среднего - основного состава. Отмечаются прослои кварцевых песчаников и алевролитов, редко - прослои известковистых алевролитов с линзами алевритистых известняков. Сланцы - черные, темно-серо-зеленые, темно-серые твердые, иногда хрупкие, полосчатые. Представляют собой криптомикрозернистый кремнистый агрегат, в котором неравномерно распределено глинистое и углистое вещество. Глинистое вещество перекристаллизовано в микрочешуйчатый агрегат серицита и хлорита; углистое веще-

ство образует скопления по плоскостям наслонения, либо присутствует в виде пылеватой примеси. Туфы представляют собой отчетливо обломочные сланцеватые породы. Структура кристаллокластическая. Кластический материал образован обломками разложившегося основного стекла (20-30%), обломками зерен пироксена (20-25%) и плагиоклаза (10-15%).

Органических остатков не встречено. Среднеордовикский возраст принимается по аналогии с северными районами Лемвинской зоны [Шишкин, 2005, в издании].

На прилегающем с запада листе Q-41-XX [Шишкин, 2001, в издании] на руч. Грубевож молдшорская свита согласно залегает на зеленоцветных алевролитах нижнехарбейшорской подсвиты. Аналогичные согласные контакты с нижнехарбейшорскими (в авторской трактовке грубеинскими) зеленовато-серыми алевролитами алевросланцами описаны и на территории листа в верховьях рр. Нелкаеган и Лаптопай [Гессе, 1981]. Верхний контакт с грубешорской свитой на рр. Нелкаеган и Лаптопай согласный, выражается в резком увеличении объема эффузивных пород [Гессе, 1981], но чаще всего он тектонический.

Грубешорская свита (более 450 м) сложена кристаллолитокластическими туфами основного и среднего состава, ортосланцами, кластолавами базальтов и андезибазальтов. В полчиленном количестве присутствуют углисто-кремнистые и кремнистые сланцы. Редко отмечаются перекристаллизованные риолиты и рассланцованные туфы кислого состава. Туфы и метатуфы представляют собой темно-зеленовато-серые массивные и слабо рассланцованные мелкозернистые породы. Под микроскопом обнаруживают кристаллолитокластическую структуру. На 75–85% состоят из пирокластического материала - обломков (размером 0,2–3мм) базальтов или андезитов, зерен пироксена, амфибола и плагиоклаза и на 15–25% из цементирующей массы эпидот-хлоритового состава. Ортосланцы - породы зеленовато-серого цвета с линзовиднополосчатой текстурой и лепидонематогранобластовой (с реликтами порфировой) структурой. Представляют собой агрегат (карбонат)-хлорит-амфибол-эпидот-альбитового состава, на фоне которого отмечаются более крупные (0,3–1 мм) катаклазированные зерна альбита. Основные и средние породы подсвиты несколько недосыщены кремнеземом, имеют повешенную щелочность и резкое преобладание натрия над калием.

При приближении к зоне ГУН степень метаморфизма пород возрастает, породы превращаются в порфиroidы, зеленые апобазальтовые blastomilonиты и далее в апобазальтовыми глаукофаниты. Зеленые сланцы характеризуются тонкой полосчатостью и состоят из хлорита, эпидота, плагиоклаза (альбита), кальцита и кварца в переменных количествах. Структура пород нематогранобластовая. В отдельных шлифах просматриваются реликты офитовой структуры базальтоидов. Кроме того, в составе толщи отмечаются реликтовые структуры метаосадочных пород с преобладанием кальцита и кварца (метапесчаники с карбонатным цементом). Существенно глаукофановые породы («голубые сланцы») имеют полосчатую сланцеватую, реже массивную структуру. Полосчатость обусловлена чередованием преимущественно глаукофан-эпидотовых и глаукофан-кварц-серицитовых микропрослоев. В составе «массивных» пород преобладает глаукофан и альбит (до 20%), в небольших количествах присутствует серицит. Гранат отмечается в обеих разновидностях.

На территории листа данные отложения фаунистически не охарактеризованы. Возраст нерасчлененного литокомплекса согласно Легенде [Шишкин, 2009ф] и имеющимся фаунистическим определениям на прилегающем с севера листе Q-41-XVI [Ремизов, 2009, в издании] принимается среднеордовикско-позднедевонским. Перекрывающие отложения неизвестны.

Видимая мощность молдшорской и грубешорской свит нерасчлененных колеблется в пределах 650–750 м.

ВОЙКАРСКАЯ СФЗ

Характеризуется развитием вулканогенных и терригенно-вулканогенных образований и сопряженных с ними интрузивных комплексов. В пределах зоны с запада на восток выделяют три субпараллельных подзоны: Дзеляюско-Хордыюскую, Райизско-Войкарскую и Малоуральскую, при этом стратифицированные подразделения присутствуют только в составе Малоуральской подзоны.

МАЛОУРАЛЬСКАЯ ПОДЗОНА

В пределах Малоуральской подзоны по условиям обнаженности и особенностям строения разрезов выделяются 3 района (с севера на юг): Ханмейшорский, Усть-Конгорский, Таньюско-

Тыкотловский, которые объединены плутоническими массивами в одно целое – вулканоплутонический пояс.

Территория картируемых листов Q-41-XXI, XXII расположена в Таньюско-Тыкотловском районе, который представлен тремя изолированными участками развития стратифицированных образований: на севере - Войкарские и Погрымшорские высоты, в средней части – Лаптопайский участок и на юге – бассейн р. Средняя Дзеляю и гряда Танюра-Мусюр. В разрезе выделяются войкарская, малоуральская и дзоля-варчатинская свиты.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Войкарская свита ($O_3^?$ - S_{1vk}). Выделена В.В. Маркиным в 1954 г. [Волков, 1960], [Лупанова, Маркин, 1964]. Подразделялась на нижнемусюрские, верхнетэренские, войкарские и налимагинские слои, которые различались по составу и районам развития. Войкарской свите в современном понимании отвечают только собственно войкарские слои В.В. Маркина, сложенные в основном «спилитами» с шаровой отдельностью. Б.Ф. Костюком при ГС-50 они картировались как лагортинская свита [Костюк, 1964ф].

Распространение свиты в пределах листа установлено на левобережье р. Кевсоим и по обеим бортам долины среднего течения р. Нелкаеган.

На левобережье руч. Кевсоим войкарская свита сложена пиллоу-лавами андезитов и андезибазальтов, массивными и миндалекаменными порфирированными и афировыми андезибазальтами, гиалокластитами. В бассейне р. Нелкаеган развиты преимущественно миндалекаменные и массивные порфирированные и афировые пироксен-плагиоклазовые андезибазальты и базальты. Среди последних часто встречаются микродолериты (возможно это дайки или субвулканические тела?).

Базальты обычно хлоритизированы, эпидотизированы, иногда гематитизированы, рассечены многочисленными эпидот-кварцевыми прожилками.

Породы войкарской свиты имеют весьма специфические геохимические параметры. Спектры РЗЭ по характеру точно отвечают NMORB, 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, должны быть гранитоидные дериваты с положительной Eu аномалией. Спайдер-диаграмма в точности соответствует надсубдукционным обстановкам задугового спрединга или раннеостроводужному магматизму (Ta-Nb отрицательная аномалия, КИР-элементы слегка обогащены, а ВЗЭ резко истощены относительно NMORB). Химический состав: преобладают низкотитанистые (<1 % TiO_2) андезибазальты, есть андезиты, базальты редки, что 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 её образования дискуссионный. Б.Ф. Костюк предполагал позднесилурийский возраст лагортинской свиты по аналогии с более южными районами Приполярного Урала. По представлениям В.В. Маркина 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, позднеэмской-раннеэйфельской) фауной варчатинской свиты. Однако в реальности такого положения спилитов нигде наблюдать не удалось. В то же время на левобережье р. Нелкаеган по нашим наблюдениям базальты войкарской свиты залегают структурно ниже туфов и вулканомиктовых флишоидов низов малоуральской свиты. По данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [Язева, 1984] ксеногенные обломки спилитов присутствуют в околожерловых агглютинатах андезитов малоуральской свиты. С учетом подтвержденного конодонтами нижнесилурийского возраста нижней части малоуральской свиты, залегающей заведомо выше [Степанов, 2007ф], возраст войкарской свиты не может быть моложе позднего лландовери – венлока.

Непосредственно границы свиты не наблюдались. На р. Нелкаеган отложения свиты «подстилаются» розовыми мелкозернистыми кварцевыми диоритами апикальной фации собского комплекса. Верхняя граница проводится по появлению после задернованного интервала литокристаллокластических туфов малоуральской свиты. На левобережье руч. Кевсоим контакты с малоуральской свитой явно тектонические, однако и там близ юго-восточного контакта развиты вулканомиктовые флишоиды низов малоуральской свиты.

С учетом выше изложенного возраст войкарской свиты принят согласно Легенде Полярно-Уральской серии в интервале поздний ордовик (?) – ранний силур.

В виду отсутствия протяженных разрезов оценки мощности свиты в известной мере условны и определяется исходя из графических построений. По мнению Б.Ф. Костюка [Костюк, 1964ф] мощность лагортинской (войкарской) свиты не менее 400 м. Эта цифра близка к реальности для бассейна р. Нелкаеган. В районе Войкарских высот мощность свиты, исходя из ширины выходов вероятно более 1500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Малоуральская свита выделена Н.И. Литовченко и В.А. Романенковым по материалам геолого-съёмочных работ в Таньинско-Варчатинском районе [Литовченко, Романенков, 1964ф]. 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 [Волков, 1960]. На территории листа Q-41-XVII по схеме В.В. Маркина распространены отложения таньинской, варчатинской и дзюля-варчатинской свит, которые в сумме являются аналогами малоуральской свиты в понимании Н.И. Литовченко.

В первой версии Легенды Полярно-Уральской серии листов [Шишкин, 1998ф] в районе выделены малоуральская и варчатинская свиты, при этом в последнюю были включены только рифовые известняки и перекрывающая их туфоконгломератовая толща. Последняя фактически отвечает верхней подсвите малоуральской свиты Н.И. Литовченко и дзюля-варчатинской свите В.В. Маркина. Аналогичной точки зрения придерживается и А.П. Прямоносов [Степанов, 2007ф].

Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев отложения, отвечающие по объему малоуральской свите разделили на четыре вулканических комплекса: юртым-соимский андезитовый, тэренский андезитодацитовый, кевсоимский трахиандезито-дацитовый и элькошорский базальт-андезитовый [Язева, 1984], однако их распространение на территории данных листов авторами не приводится.

Фактически малоуральская свита отражает единый крупный осадочно-вулканогенный цикл развития зрелой стадии Малоуральской островной дуги. Все вулканические образования этого цикла (эффузивные, экструзивно-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. По этапности эволюции магматизма в составе последней, как и на прилегающих на прилегающих с севера листах Q-41-XVI, XVII нами выделяются две подсвиты – нижняя (таньюская) и верхняя (варчатинская) [Ремизов, 2009, в издании].

В пределах листов Q-41-XXI, XXII отложения малоуральской свиты распространены в предгорьях Малого Урала в трех изолированных районах, разделенных выходами кварцевых диоритов Лагортинско-Кокпельского батолита собского комплекса: 1) в бассейне среднего и нижнего течения р. Сред. Дзеляю; 2) среднем течении р. Лаптопай; 3) в бассейне среднего течения р. Нелкаеган и Погрымшорских высотах.

Нижнемалоуральская (таньюская) подсвита ($S_1-D_1m_1$) в бассейне р. Сред. Дзеляю представлена осадочно-вулканогенной толщей¹, которая характеризуется преобладанием туффигов, туфосилицитов и туфоалевролитов, переслаивающихся с псефо-псаммитовыми и псаммоалевритовыми кристаллокластическими, реже литокластическими туфами среднего состава. По описанию очень похожа на вулканомиктовые флишоидные разрезы таньюской подсвиты р. Танью на листе Q-41-XVII. В районе фанистически не охарактеризована. В.Н. Гессе и И.Б. Грановичем на Госгеокарте-200 (первого издания) [Гессе, 1981] эти отложения были отнесены здесь к галактионовской свите (D_3) и помещались над варчатинской свитой (D_2). Фактически, взаимоотношения подсвит (свит), как это следует из материалов Н.А. Сирина и С.Н. Волкова [Волков, 1940ф], [Сирин, 1945ф], В.В. Боровского и А.Л. Клопова [Боровский, 1977ф], А.М. Пыстина и А.В. Жданова и др. [Пыстин, 1982ф] обратные. Мощность отложений оценивается В.Н. Гессе в 400-550 м, В.В. Боровским и А.Л. Клоповым в 900-1000 м.

В бассейне среднего течения р. Нелкаеган и Погрымшорских высотах отложения нижнемалоуральской подсвиты по структурным построениям залегают на отложениях войкарской свиты, хотя непосредственные контакты не наблюдались и скорее всего они тектонические. В

¹ Галактионовская свита (D_3) по В.Н. Гессе [Гессе, 1981], $S-D_1$ по А.М. Пыстину и др. [Пыстин, 1982ф], S_2 по В.В. Боровскому и А.Л. Клопову [Боровский, 1977ф].

нижней части разреза развиты литокристаллокластические псаммитовые и псефитовые туфы переслаивающимися с голубоватыми туфосилицитами и витрокластическими туфами, в свою очередь содержащими прослойки яшмовидных пород. Также необходимо отметить, что среди этой толщи отмечаются представленные обычно скальными останцовыми выходами лавы и кластолавы с вкрапленниками калиевого полевого шпата - вероятно трахидациты, либо трахиандезиты и реже их туфы, которые вероятно являются экструзивно-жерловая фация вышележащей кевсоимской толщи.

Выше наблюдается тонкоритмичная флишoidная толща, состоящая из переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, витро-литокристаллокластических туфов, туффитов, бордовых и голубовато-серых туфосилицитов похожая на вулканомиктовые флишoidные разрезы таньюской подскиты р. Танью на листе Q-41-XVII. Разрез местами дислоцирован. Углы падения в восточных румбах в среднем составляют 25-30°, однако отмечаются участки с углами падения 60-70°. Аналогичные отложения описаны и в нижнем течении р. Кевсоим. Углы падения здесь юго-восточные 20-45°.

Верхнемалоуральская (варчатинская) подскита ($D_{1-2}mi_2$) в бассейне р. Ср. Дзеляю включает три толщи: нижнюю вулканогенную, известняковую и верхнюю вулканогенную.

Нижняя вулканогенная толща² сложена в нижней части миндалекаменными андезитами и андезибазальтами, чередующихся с маломощными покровами спилитов и линзами туфов. В средней части разреза к югу от рамки листа отмечаются редкие линзы (биогермы) мощностью до 300 м светло-серых мраморизованных рифогенных известняков. Выше развиты миндалекаменные пироксен-плагиоклазовые андезибазальты, переслаивающиеся с прослоями спилитов, псаммитовых литокристаллокластических туфов, туфолав того же состава, туфоконгломератов и туфогравелитов. В верховьях р. Сред. Дзеляю в составе толщи отмечались [Гессе, 1981] трахибазальты, дациты и их туфы («ортофиры, альбитофиры и их туфы»), которые позволяют параллелизовать ее с кевсоимской толщиной более северных районов.

Известняки имеют брекчеевидную и инкрустационную текстуру. Обломки пелитоморфного известняка содержат перекристаллизованный органогенный детрит. В 1938 г. С.Н. Волковым в них были собраны строматопоры и амфипоры позднего силура. Минералы свободного глинозема в нерастворимом остатке известняков не установлены.

Туфоконгломераты, хорошо представленные в разрезе р. Сред. Дзеляю, в нижней части валунные (содержат глыбы и валуны базальтов до 1 м в диаметре), выше постепенно переходят в туфогравелиты и затем туфопесчаники. Данная пачка грубообломочных пород имеет линзовидный характер и достигает мощности 100–150 м, выклинивается к южной рамке листа, перекрыта покровами миндалекаменных базальтов.

Андезибазальты и базальты имеют гиалопилитовую – витропорфировую структуру основной массы, структура: такситовая, трахитовая, миндалины выполнены хлоритом.

Мощность нижней вулканогенной толщи в бассейне р. Сред. Дзеляю по материалам В.В. Боровского и А.Л. Клопова оценивается в 500–600 м.

Известняковая толща³ сложена преимущественно мраморизованными рифогенными известняками, участками брекчированными. В основании разреза на р. Сред. Дзеляю в ней прослеживается пачка туфоконгломератов (агломератовых ксенотуфов) мощностью около 100 м с линзовидными прослоями известняков. Обломки в ней достигают местами 0,5–0,6 м и представлены пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и серыми мраморизованными известняками. Цемент – псаммитовыми туфами андезибазальтового состава. Линзовидные прослойки темно-серых известняков располагаются внутри разреза на нескольких уровнях. Размерность обломков уменьшается вверх по разрезу. Туфоконгломератовая пачка перекрыта покровом андезибазальтов мощностью до 15 м.

Выше залегает однообразная толща светло-серых рифогенных известняков. В виду ее потенциальной бокситоносности, приведем ее более детальное описание по материалам В.В. Боровского и А.Л. Клопова [Боровский, 1977ф]:

² Верхняя часть варчатинской свиты (D_2) по В.Н. Гессе [Гессе, 1981], нижняя часть дзеля-варчатинской свиты (D_{1-2}) по А.М. Пыстину и др. [Пыстин, 1982ф], S_2 по В.В. Боровскому и А.Л. Клопову [Боровский, 1977ф].

³ Наиболее низкая часть разреза варчатинской свиты (D_2) по В.Н. Гессе [Гессе, 1981], верхняя часть дзеля-варчатинской свиты (D_{1-2}) по А.М. Пыстину и др. [Пыстин, 1982ф], D_{1-2} по В.В. Боровскому и А.Л. Клопову [Боровский, 1977ф].

1. Известняковые брекчии, цементирующая масса которых представлена красно-бурными гематитизированными мелкоболомочно-детритовыми известняками. Обломочная часть сложена остроугольными обломками андезибазальтов и светло-серыми комковатыми известняками. Мощность – 0,5 м;

2. Известняки серые комковатые криноидные с пятнами и линзочками сургучно-красных известняков. Содержат брахиоподы *Carinatina* ex. gr. *symmatica* J. Breiv. Мощность 2.0 м;

3. Известняки серые тонкокристаллические с пятнами и линзами кирпично-красных органогенных известняков с остатками криноидей, водорослей, брахиопод. Определены: *Carinatina* sp. indet, *Camarotoechia* sp. Химический состав известняков приведен в табл. Мощность – 40 м.

4. Известняки светло-серые микрито-шламовые с многочисленными остатками водорослей. Из фауны определены: *Carinatina* sp., *Pentamerella* cf. *suspecta* Khod, *Ivdelinia* sp. Мощность – 50 м. Перекрывающие отложения по реке не обнажены.

Таким образом, мощность известняковой толщи на р. Сред. Дзеляю составляет около 100 м, в южном направлении в долине р. Тыкотлова (за рамкой листа) она возрастает до 500 м [Боровский, 1977ф].

Известняковая толща закартирована также на гряде Танюра-Мусюр, где к северу она выклинивается. При этом необходимо отметить, что на гряде Танюра-Мусюр известняковая толща перекрыта толщей андезитов и их агломератовых туфов, которая нами также относится к малоуральской свите.

На гряде Танюра-Мусюр И.Б. Грановичем и Г.Н. Савельевой [Гессе, 1981] собран довольно представительный комплекс брахиопод: *Karpinskia conjugula* Tschern, *K.* cf. *fedorovi* Tschern, *Atrypa* cf. *submala* Khod, *A.* aff. *mala* Khod, *Carinatina* cf. *comata* Barr, *C.* cf. *Arimaspa* (Eichv) и др., свидетельствующий о пражко-эмском возрасте известняковой толщи.

По результатам рентгеноструктурных исследований минералов свободного глинозема в нерастворимых остатках известняков толщи не обнаружено.

Верхняя вулканогенная толща⁴ обнажается на гряде Танюра-Мусюр, где сложена андезитами, их агломератовыми туфами, литокристаллокластическими туфами. В.В. Боровским и А.Л. Клоповым данная толща отнесена к вышелезалегающей вулканогенной молассе (дзольварчатинская свита нашей схемы). Ее мощность оценивается в 400-500 м.

В бассейне р. Нелкаеган и Погрымшорских высотах в состав верхнемалоуральской (варчатинской) подсвиты включены кевсоимская, известняковая и вулканогенная толщи

Кевсоимская толща называемых «ортофиринов и их туфов» включена в состав варчатинской подсвиты достаточно условно. Впервые она была выделена в верховьях руч Кевсоим (Налима-Ты-Вис) Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым в качестве кевсоимского трахиандезито-дацитового комплекса. Данная толща закартирована здесь по правому берегу руч. Кевсоим в полосе около 600 м и ее взаимоотношения с нижнемалоуральской подсвитой отчасти дискуссионны. По представлениям Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева на руч. Кевсоим наблюдается часть крупной аккумулятивной постройки, сложенной черными гиалокластитами и эксплозивными брекчиями трахиандезитового состава, которая с размывом перекрывается красноцветными и сероцветными слоистыми туффитами с хорошо выраженной цикличностью. В пелитовых туффитах отмечаются многочисленные остатки радиолярий. В псефитовых разностях указывается на наличие в обломочной части трахиандезитов, андезитов, спилитов, кремней и известняков. Выше по разрезу описаны сероцветные вулканогенно-осадочные породы с известковым цементом, в основании которых описан пласт гематитизированного органогенно-обломочного известняка, из которого В.В. Черных определены конодонты пражского яруса *Pedavis* sp. A (Klarper), *Spathognathodus mial* Bultynck, *Sp.* cf. *repetitor* Carls et Gandl [Язева, Бочкарёв, 1984]. По нашим маршрутным наблюдениям на левобережье руч. Кевсоим отмечены лавы и кластолавы трахиандезитов и трахиандезито-дацитов и их кристалло-литокластические мелколапиллиевые туфы. Кристаллокласты представлены, как правило, обломками калиевого полевого шпата, литокласты – часто светло-серые или зеленые пемзы с зональными микроминдалинами овальной или неправильной формы до 5 мм. Данные отложения перекрываются вулканомиктовой мелкоритмичной толщей вишневыми и серых алевритовых и пелитовых туффитов. Таким образом, складывается впечатление, что как будто кевсоимская толща находится внутри разреза таньюской подсвиты. Аналогичное положение «ортофиринов и их туфов» в разрезе к югу от р. Нелкаеган отмечала С.Г. Затонская [Затонская, 1953ф]

По мнению А.П. Прямоносова кевсоимская толща располагается в разрезе между таньюской и варчатинской подсвитами и является аналогом турьинской свиты Тагильской зоны [Степанов, 2007ф].

⁴ Аналог второй толщи варчатинской свиты (D₂) по В.Н. Гессе [Гессе, 1981].

Кластолавы трахиандезитов и вероятно трахидацитов отмечались и в южной части Погрымшорских высот на левобережье р. Нелкаеган в полях развития слоистых туфов и туффитов нижней части малоуральской свиты. Однако их положение в разрезе здесь менее ясное. Возможно, они принадлежат к экструзивно-жерловой фации и прорывают осадочно-вулканогенную толщу.

Известняковая толща представлена серией локальных массивов рифогенных известняков которые тяготеют к кровле нижнемалоуральской (таньюской) подсвиты. В верховьях руч. Погрымшор среди туффитов отмечаются линзы мощностью до 12 м серых окремненных известняков с фауной брахиопод и криноидей верхов пражского низов эмского яруса [Костюк, 1964ф]. В аналогичной позиции находятся линзовидные массивы мощностью 40 – 100 и более метров рифогенных органогенных мраморизованных известняков в верховьях руч. Скальный, и в долине руч. Кевсоим, из которых В.В. Маркиным [Лупанова, Маркин, 1964] приводится обширный список брахиопод и другой фауны. Переходы между известняками и туффитами обычно известковистыми через переслаивание. Известняки сыетло-серые, серые, темно-серые, розовые, как правило массивные или брекчеевидные, грубослоистые часто с примесью туфогенного материала, с богатой фауной криноидей, табулят, ругоз, брахиопод.

Вулканогенная толща андезибазальтов, базальтов и их туфов слагает водораздельные высоты к югу от верховьев руч. Скальный до верховьев руч. Погрымшор. Ее наиболее верхнее положение в разрезе верхнемалоуральской (варчатинской) подсвиты обосновывается тем, что падения пород в окаймляющей осадочно-вулканогенной толще нижнемалоуральской (танюской) подсвиты под нее и с запада, и с востока. Субгоризонтальное налегание андезибазальтов на вулканомиктовые флишюиды наблюдается на левом борту руч. Кевсоим 2.7 км выше устья на протяжении более 200 м. Вероятно, данная толща занимает ту же позицию, что и элькошорский базальт андезитовый комплекс Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева на листе Q-41-XVII [Ремизов, 2009, в издании]. В целом андезибазальты представляют собой порфиновые пироксен-плаггиоклазовые мелкозернистые породы с гиалопилитовой, интерсертальной и микролитовой основной массой, темно-серой до черной окраски, в которых широко проявлены процессы альбитизации, эпидотизации, уралитизации. Туфы кристаллокластические псаммитовые, литокристаллокластические и кристалло-литокластические от алевропсаммитовых до псаммопсефитовых. Кристаллокласты представлены в основном обломками пироксенов и плаггиоклаза. Литокласты - в большинстве случаев порфировыми андезибазальтами размером от 0,2 до 2 мм. Реже отмечаются грубообломочные псефитовые и агломератовые туфы андезибазальтов с размерами обломков более 5 см. Мощность ориентировочно оценивается в 300-400 м.

Малоуральская свита нерасчлененная (S₁-D₂ти) закартирована в среднем течении р. Лаптопай по результатам ГС-200 [Затонская, 1963ф]. Судя по приводимым описаниям, здесь развиты преимущественно образования аналогичные верхней вулканогенной толще, описанной выше верхнемалоуральской подсвиты. По материалам Б.Д. Старкова [Старков, 1985] в долине р. Лаптопай они с размывом перекрыты молассоидной толщей дзоля-варчатинской свиты.

Возраст нижней части малоуральской свиты (таньюская подсвита) принят в интервале раннего силура (венлок) – раннего девона. Силурийский возраст палеонтологически слабо обоснован. Помимо отмеченных выше строматопорат и амфипор из сборов С.Н. Волкова в бассейне р. Сред. Дзеляю, имеются единичные находки на листе Q-41-XVII венлокских конодонтов в районе Третьей Рудной горки [Прямоносков, Бороздина, 2006] и позднесилурийских брахиопод в верховьях р. Ингвойеган [Прохорова, 1959ф]. Верхняя часть разреза подсвиты имеет, по всей видимости, пражский возраст, на основании приведенных выше определений конодонтов с руч. Кевсоим. Это подтверждается также и определениями конодонтов на прилегающем с севера листе Q-41-XVII, где в районе устья руч. Леньювож по сборам А.П. Прямоносова в толще переслаивания мелкообломочных лито-витро-кристаллокластических туфов трахиандезитов – трахидацитов и туффитов кевсоимской толщи в прослое алевролитов Г.Н. Бороздиной установлены радиолярии плохой сохранности и конодонты: *Pandorinellina* cf. *exiqua* (Philip), *Pelekysgnathus* cf. *serratus* Jentzsch, *Pedavis* sp., характерные для лохковского яруса нижнего девона [Степанов, 2007ф].

Возраст верхней части малоуральской свиты (варчатинская подсвита) основывается на многочисленных сборах фауны из рифогенных известняков. По бассейну р. Ср. Дзеляю они были приведены выше при описании разреза.

В линзах рифогенных известняков в верховьях руч. Скальный и Погрымшор В.В. Маркиным [Лупанова, Маркин, 1964] собраны богатые комплексы брахиопод и другой фауны, которые в тот период считались «эйфельскими». По современным представлениям о ярусной стратигра-

фической разбивке девона карпинский и большая часть тальтийского горизонтов относятся к эмскому ярусу. На эти горизонты указывают встреченные палеонтологические остатки из варчатинской свиты. Из представленного комплекса именно для этого интервала наиболее характерны виды: брахиоподы – *Ivdelinia ivdelensis* (Khod), *Carinatina arimasp* (Eichw); кораллы – *Grypophyllum striatum* Soshk, *Neocolumnaria vagranensis* Soshk; криноидеи – *Cupressocrinites crassus* Goldf, *C. abbreviatus* Goldf и др.

Нами в рифогенных известняках (правобережье р. Кевсоим) обнаружен комплекс известковых водорослей: *Lancicula alta* Maslov, *Lepidolancicula* aff. *crassa* Schirschova, *Praelitanaia* cf. *anirica* (Maslov), *Litanaia radiosa* Shuysky, *L.* aff. *mira* Maslov, *Circella duplicata* Schirschova, *Botrys* sp., *Epimastopora* sp., *Solenopora* sp. [Ремизова, Ремизов, 2009]. Ланцикулиды занимают центральное место в раннедевонской альгофлоре, они распространены от лохкова до эйфеля включительно, но максимального разнообразия занимают в пражском и эмском веках. Литанаиды являются характерными представителями среди известковых водорослей в карпинском и тальтийском горизонтах Восточного склона Урала.

По единичным цирконам, выделенным из андезитов, образующих экструзивную залежь в верхах разреза флишоидной вулканомиктовой толщи на руч. Кевсоим (ТН К-5) получена конкордантная возрастная датировка 402 ± 9 млн. л (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), указывающая на эмский возраст пород.

Толща вулканогенных пород выше рифогенных известняков, слагающая водораздельные высоты к югу от руч. Скальный, имеет, по всей видимости, относительно более молодой, вероятно эмско-эйфельский возраст.

Таким образом, малоуральская свита в целом по сумме всех данных датируется в интервале венлокского яруса нижнего силура - эйфельского яруса среднего девона.

Общая мощность малоуральской свиты не менее 2000 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ(?) ОТДЕЛЫ

Дзоля-варчатинская свита (D_{2-3dv}) впервые выделена В.В. Маркиным в 1954 г. [Волков, 1960, табл. 4]. К ней отнесены конгломераты, гравелиты, туфопесчаники полимиктовые, с обломками кварцевых диоритов и пироксенитов(?), эффузивов андезибазальтового состава, а также мраморизованных известняков.

В последствии в большинстве геолого-съёмочных отчётов [Литовченко, Романенков, 1964ф], [Костюк, 1964ф], [Прямоносков, 2007ф], как и в первой версии Легенды Полярно-Уральской серии листов [Шишкин, 1998ф] дзоля-варчатинская свита не выделялась (ее отложения относились к верхней подсвите варчатинской свиты), либо выделялась в искаженном объеме, как полный аналог варчатинской свиты [Пыстин, 1982ф]. Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарёвым [Язева, Бочкарёв, 1984] выделен варчататы-мусюрский флишоидно-вулканогенно-молассовый комплекс с манюку-мусюрским горизонтом базальных конгломератов в основании, и было достаточно убедительно показано, что эти образования являются вулканогенной молассой, которая нивелирует, ранее созданный вулканогенный рельеф. Поэтому, как нам представляется, выделение дзоля-варчатинской свиты имеет принципиальное значение, поскольку ее конгломераты содержат не только гальку подстилающих вулканогенных пород и рифогенных известняков, но также гальку гранитоидов, амфиболитов, пироксенитов, что свидетельствует о существенной тектонической перестройке в пределах Войкарской СФЗ перед ее накоплением.

На территории листов Q-41-XXI, XXII дзоля-варчатинская свита выделена в бассейне руч. Кевсоим, среднем течении р. Лаптопай и в северной части гряды Танюрамусюр.

В бассейне руч. Кевсоим дзоля-варчатинская свита слагает водораздельные высоты между верховьями руч. Скальный и Кевсоим, а также верховья руч. Погрымшор и выделена по материалам Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [Язева, Бочкарёв, 1984]. Свита представлена здесь ритмично-слоистой толщей вулканогенной молассы. Циклиты начинаются с грубозернистого песчаника или гравелита и завершаются алевролитами и алевропелитами. Мощность их от 10 до 50-80 м. На правобережье руч. Кевсоим в районе верховьев руч. Скальный первый ритмоцикл имеет мощность от 20 до 30 м и начинается валунными конгломератами. Окатанность литокластов плохая, в обломочном составе преобладают трахиандезиты, много миндалекаменных андезибазальтов, есть обломки спилитов, долеритов, туффигов, глинистых кремней с радиоляриями и известняков. То есть практически весь разрез малоуральской свиты. Выше идет ритмичная толща переслаивания серо-зеленых гравелитов, разнотернистых песчаников и алевролитов.

В среднем течении р. Лаптопай отложения свиты выделены по материалам В.Д. Старкова [Старков, 1985]. Им описана толща, состоящая из ритмичного переслаивания аргиллитов, алев-

ролитов, конгломератов и песчаников. Конгломераты и песчаники со слабой сортировкой материала и плохой окатанностью. В обломочной части в гальках установлены обломки пород подстилающей осадочно-вулканогенной толщи малоуральской свиты и сиенит-порфиры, аналогичные слагающим расположенный рядом Лаптопайский сиенитовый массив. Видимая мощность - первые десятки м.

На гряде Танюра-Мусюр отложения дзоля-варчатинской свиты выделяются наиболее условно в контурах галактионовской свит (D_3) Госгеолкарты-200 первого издания [Гессе, 1981]. Обнаженность в районе весьма слабая. По представлениям В.В. Боровского и А.Л. Клопова [Боровский, 1977ф] отложения, относимые к данной свите на гряде Танюра-Мусюр, залегают непосредственно на рифогенных известняках малоуральской свиты и представлены андезитами, их агломератовыми туфами, сменяющимися вверх по разрезу псаммитовыми литокристаллокластическими туфами и полосчатыми туффитами с линзами туфогенных песчаников и гравелитов. По нашим единичным наблюдениям в северной части гряды развиты алевроитовые и псаммитовые витро-кристаллокластические туфы. Поэтому нельзя исключать, что данные образования также относятся к малоуральской свите, как это оказалось с вулканогенно-осадочными образованиями, выделявшимися в качестве галактионовской свиты в верхнем течении р. Сред. Дзеляю.

Возраст дзоля-варчатинской свиты на территории листов ничем не подтвержден и основывается на единичной находке живетских брахиопод *Stringocephalus burtini* Defr. в районе хребта Янас-Тэре [Лупанова, Маркин, 1964] и аналогии с энзорской и тальбейской толщами Щучьинской СФЗ. Условно принимается средне-верхнедевонским. Видимая мощность отложений свиты на листе не более 170 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские отложения на территории листов слагают чехол Западно-Сибирской плиты и относятся к Западно-Сибирской структурно-фациальной мегаобласти. В ее пределах выделяется прилегающая к Уралу Приуральская СФЗ, представленная на территории листа Северо-Приуральской фациальной подзоной.

Осадочные породы юры и мела залегают в виде моноклинали, полого ($3-4^\circ$) наклоненной на восток, перекрыты чехлом четвертичных образований мощностью 65-70 м. На дневной поверхности отложения мезозойского возраста в пределах листов обнажаются крайне локально у южной рамки листа по бортам долины р. Сыня и ее правого притока руч. Абезьель, а также в левом борту долины р. Сухая Сыня (4,2 км ниже слияния рр. Харута и Лаптопай). Практически на всю мощность их разрез вскрыт тремя опорными скважинами: 2-к (Войкарский профиль) и 9-КП и 10-КП (профиль Мужа-Тильтим), за исключением самых низов разреза, отвечающих интервалу нижней и средней юры (яны-маньинская и тольинская свиты). Данный интервал разреза вскрыт структурно-картировочным бурением только на прилегающем с северо-востока листе Q-41-XVII (скважины X-200, X-201 [Кучерина, 1991ф]).

Также проблематично в виду отсутствия прямых данных выделение на листе триасовых отложений, которые установлены бурением на листе Q-41-XVII [Ремизов, 2009, в издании], [Кучерина, 1991ф], поэтому в тексте записки они не описываются.

В основу расчленения мезозойских образований положены схемы IV УрМСС [Стратиграфические..., 1997] с дополнениями, полученными при проведении геолого-съёмочных работ в последние годы, отражёнными в актуализированной версии легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 [Легенда..., 2009ф].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Коры выветривания на территории листа не установлены, но их наличие в основании мезозойского разреза весьма вероятно, так как они были вскрыты всеми скважинами на соседних листах до буренных до фундамента (скв. 10к на листе Q-41-XVII [Прохорова, Бельков, 1959ф], и 5-ПР на листе Q-41-XXIII [Затонская, 1963ф]). Коры представлены фисташковыми и фиолетово-красными, глинистыми породами и каолиновыми глинами. Вскрытые мощности от 5 до 14 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ЮРСКАЯ СИСТЕМА - НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Яныманьинская, тольинская, маурыньинская, лопсинская, федоровская свиты нерасчлененные (J–K, jn–fd) выделяются в прилегающей к Малому Уралу части Западно-Сибирской плиты. Показаны единым нерасчлененным литокомплексом, так как на дневной поверхности из-за перекрытия неоген-четвертичными образованиями их границы не являются картируемыми. В пределах листа картировочной скважиной 2-к вскрыта только верхняя часть данного литокомплекса в объеме части маурыньинской, лопсинской и федоровской свит.

Яныманьинская свита может быть охарактеризована только по материалам бурения на территории листа Q-41–XVII, где она согласно залегает на триасовых образованиях ятринской свиты и сложена косо переслаивающимися 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 залегает с размывом на отложениях яныманьинской свиты. По материалам скважин X-200, X201 (лист Q-41–XVII) 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 вскрыта в скважине 2-к в интервале глубин 409–460 м и представлена тонко переслаивающимися глинами, аргиллитами, алевролитами, глинистыми песчаниками с горизонтальной и косо слоистостью, с прослоями сидеритов и бурых углей мощностью 0,3 – 0,5 м. Угли имеют бурый и черный цвет, матовый и полуматовый блеск, встречаются в основном в интервале 409–429,9 м. Подстилающие отложения не вскрыты. Вскрытая мощность свиты 50 м (из них поднято керна 5,3 м). Полный разрез маурыньинской свиты перебурен скважинами X-200 в интервале 278,2 – 302,6 м, X-201 в интервале 394,0 – 417,1 м (лист Q-41–XVII). В них свита сложена аргиллитами, углистыми аргиллитами, косослоистыми олигомиктовыми песками и песчаниками, гравелитами, местами ритмично переслаивающимися. В нижней части много микропрослоев углей. Породы содержат большое количество углефицированного детрита. К маурыньинской свите отложения отнесены на основании континентального облика отложений, залеганию под морскими отложениями лопсинской свиты и споро-пыльцевому комплексу баткелловейского возраста, который в скв. 2-к включает споры папоротников (*Coniopteris* – 32,2%, сем. *Osmundaecia* – 2-22%, *Selaginella rotundiformis* и др), плаунов, значительное количество пыльцы голосеменных, которые представлены хвойными семейства сосновых (*Piceae* – 7-23,7%, *Podocarpites tunicus* Rovn., *Abies* sp.), гинкговые (*Ginkgoaceae* 0,6 – 6,5%, *Ginkgo* sp. – 5%) [Затонская, 1963ф].

Лопсинская свита вскрыта в скважине 2-к в интервале глубин 372–409 м со сплошным отбором керна. На контакте с угленосными отложениями маурыньинской свиты развиты слюдистые алевритовые глины с глауконитом и пиритизированным растительным детритом. Нижняя часть разреза свиты (в интервале 399–409 м) сложена голубовато-серыми слабо песчанистыми крепкими аргиллитоподобными глинами, содержащими многочисленные раковины пелицепод, белемнитов зубы рыб. Встречен прослой (0,4 м) темно-серого известняка, трещины в котором выполнены буро-красным родонитом. Выше (в интервале 391–399 м) залегают песчанистые глины с линзами алеврита и рассеянным глауконитом, обломками раковин пелицепод и аммонитов. Верхняя часть разреза (в интервале 372–391 м) сложена зеленовато-серыми алевритистыми глинами с пиритизированными растительными остатками и целыми раковинами пелицепод, в средней части с прослоями глинисто-карбонатных пород с оолитами.

Среди пелицепод определены: *Pleuromya* sp., *Pecten* sp., *Astarte* sp., *Rhynchonella* sp.

В нижней части разреза М.И. Таначевой определены фораминиферы верхнего оксфорда: *Hyperammia* sp., *Haplophragmoides* cf. *sakharoides* Dain, *H. nonioninoides* (Reuss), *Tolypammia svetlanae* Dain, *Recurvoides* cf. *disputadilis* Dain и др. В верхней части свиты определены фораминиферы киммериджа: *Fronicularia nodulosa* Furs et Pol, *Lenticulina* aff. *initabilis* Zasp, *L. bergi* Dain, *Pseudoemarckina lopsiensis* Dain. [Затонская, 1963ф]. Самые верхи разреза по аналогии с листом Q-41–XVII могут иметь ранневожжский возраст.

Мощность свиты в скв. 2-к - 37 м. К северу за пределами листа она возрастает и на листе Q-41–XVII в скв. X-200, X-201 составляет 112–123 м.

Федоровская свита полностью вскрыта скв. 2-к в интервале 303-372 м. Нижняя часть разреза в инт. 336,4–372 м сложена слабоуплотненными песками. Пески неслоистые от светло до темно-серых, хорошо сортированные, мелко-среднезернистые, кварц-полевошпатовые с обугленным растительным детритом. В инт. 312-336,4 м преобладают алевроиты зеленовато-серые, неслоистые, в нижней части песчанистые с обугленным растительным детритом. Отмечаются редкие раковины неопределимых пелецепод. Разрез завершает пачка гравелитов (инт. 303-312 м), зеленовато-серых, темно-серых, неслоистых с карбонатным цементом. Гравийный материал имеет размерность от 1-5 мм, хорошо окатан, на 50% состоит из кварца, остальное выветрелые трудноопределимые измененные породы. Ранее на основании анализа споропыльцевых комплексов данные отложения относились к валанжинскому ярусу [Затонская, 1963ф]. На основании литологического состава и положению в разрезе отнесены нами к федоровской свите поздневожского –раннеберриасского возраста, который подтвержден в скв. X-200, X-201 на листе Q-41-XVII [Ремизов, 2009, в издании], [Кучерина, 1991ф].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ. БЕРРИАССКИЙ-ГОТЕРИВСКИЙ ЯРУСЫ

Харосаимская и уласынская свиты нерасчлененные (K_1hr-ul). К данному литокомплексу отнесена пачка глин, вскрытая в скв. 2-к в инт.285-303 м. Сложена она однородными зеленовато-серыми глинами со слабозаметной тонкой слоистостью, обусловленной чешуйками слюды по напластованию. Глины содержат равномерно рассеянные углефицированные и пиритизированные растительные остатки. В глинах установлены только смешанные споро-пыльцевые комплексы, которые рассматриваются как валанжин-готеривские [Затонская, 1963ф]. На соседних площадях в нижней части разреза отвечающей харосаимской свите встречена фауна и споропыльцевые комплексы берриаса [Госгеолкарта, Q-41]. К северу в скв X-200, X-201 на листе Q-41-XVII [Ремизов, 2009, в издании], [Кучерина, 1991ф] разрез свит становится более грубым и представлен преимущественно песчаниками, в нижней части гравелитистыми. Мощность нерасчлененных свит 18-28 м.

Барремский и аптский ярусы

Северососьвинская свита (K_1ss). Отложения свиты вскрыты скв. 2-к и в инт. 69-285 м. В разрезе выделяются шесть литологические пачек.

Пачка 1 (инт. 252-285 м). Алевроиты песчанистые светло-серые, зеленовато-серые с линзами мелкозернистого песка и зеленовато-серых жирных глин.

Пачка 2 (инт. 217-252 м). Пески светло-серые, серые неслоистые мелко- среднезернистые, кварц-полевошпатовые с примесью глауконита. По всему разрезу растительный детрит.

Пачка 3 (инт. 114-217 м). Алевроиты с прослоями глин и известняков.

Пачка 4 (инт. 81-114 м). Глины и алевроиты песчанистые зеленовато-серые, тонкослоистые почти ленточные, отдельные интервалы с пологой косою слоистостью.

Пачка 5. (инт. 61-81 м). Алевролиты и алевролиты с линзами песка и песчанистых глин.

Пачка 6 (инт.49-61 м). Известняки темно-серые неяснослоистые.

В отложениях первых трех пачек установлены спорово-пыльцевые комплексы готерива-баррема. В них резко преобладает пыльца голосеменных от 54 до 85%, представленные *Coniferae*, *Piceae*, *Pinaceae*. В верхних 3-х пачках установлены споро-пыльцевые комплексы апта [Затонская, 1963ф]. Аналогичным образом свита датирована по споро-пыльцевым комплексам и на прилегающем с севера листе Q-41-XVII [Кучерина, 1991ф].

В правом берегу р. Сухая Сыня, 4 км ниже слияния рек Лаптопай и Харута описаны выходы дневную поверхность голубовато-серых тонкоотмученных слоистых глин с присыпками по плоскостям напластования светло-серого мелкозернистого песка. По облику глины близки к пачке 4 разреза северососьвинской свиты, что подтверждается также и споро-пыльцевыми комплексами верхов нижнего мела [Затонская, 1963ф]. По всей видимости, глины гляциодислоцированы, так как они падают по аз. 200°, с углом 50°. Ширина выходов около 10 м, высота 2 м. У подножья обнажения наблюдаются плитки мелкозернистых известковистых песчаников с ядрами пелицепод.

Кроме того, аналоги свиты вскрыты в южной части листа скв. 9-КП (инт. 526-до забоя 681 м) и 10-КП (инт. 405-625 м), однако последней они были пройдены без отбора керн и выделяются с определенной долей условности по данным каротажа.

В скважине 9-КП керн поднят частично. В интервале 615-623 м он представлен алевролитами с прослоями и линзами глин и кварц-полевошпатовыми косослоистыми песчаниками, содержащими прослой (1-3 мм) глин с растительным детритом и по составу коррелируется с описано выше пачкой 2. В инт. 504-522,5 м подняты темно-серые и голубовато-серые аргиллитоподобные неяснослоистые глины и аргиллиты, аналогичные пачке 4. По всему интервалу отмечались ядра пелицепод. В инт. 322-504 м вскрыта песчано-алевритовая пачка, аналогичная пачке 5.

По данным каротажа глинистая пачка развита в скв. 10-КП в инт. 380-405 м, песчано-алевролитовая в инт. 170-380 м.

В интерпретации Легенды Западно-Сибирской серии листов [Файбусович, 2009] разрезы го-терива, баррема и апта юго-восточной части листа относятся к Березовскому району Обско-Ямальской СФЗ и соответственно вместо северососьвинской свиты здесь должны быть развиты леушинская (1-3 пачки), кеушинская (пачка 4) и викуловская (пачка 5) свиты. В виду отсутствия подтверждающего фактического материала их описания нами не приводятся.

Мощность северососьвинской свиты в пределах листа 205-225 м.

Альбский ярус

Ханты-мансийская свита (K_{1hm}) выделена Н.Н. Ростовцевым по Ханты-Мансийской опорной скважине. На территории листов Q-41-XXI, XXII выделяется по данным каротажа, так как ее разрезы во всех скважинах пройдены без отбора керна. Предполагается, что в приуральной части листа залегает на подстилающих отложениях северососьвинской свиты с размывом. Ближайший разрез вскрыт скважиной 4-КП в 17 км на юго-восток от рамки на территории листа Q-41-XXIII [Затонская, 1963ф].

В ней породы свиты с резким переходом залегают на песчано-алевролитовой пачке северососьвинской свиты и четко подразделяются на две литологические пачки. Нижняя (мощностью 60-65 м) сложена глинами. Верхняя (мощностью 50-60 м) – алевро-глинисто-песчаная, сложена равномерным переслаиванием алевроитов, алевролитов и глин с толщиной слоев от первых миллиметров до 20-30 см.

В нижней части (4-6 м) свиты определены многочисленные фораминиферы нижнеальбского возраста *Gaudryina tailleuri* и ниже-среднеальбский - с *Ammobaculites fragmentarius*, а в верхней части - фораминиферы позднеальбского комплекса с *Verneuilinoides borealis assanoviensis* [Астапов, 1998ф], [Затонская, 1963ф].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сеноманский ярус

Уватская свита (K_{2uv}) выделена Н.Н. Ростовцевым [Стратиграфический, 1978]. На территории листов Q-41-XXI, XXII закартирована только на крайнем юге территории, где отложения свиты выделены по данным каротажа в скв. 9-КП (инт. 96-210 м) и скв. 10-КП (инт. 15-60 м). На прилегающей с востока территории листа Q-41-XXIII по данным бурения отложения свиты представлены в основном тонкослоистыми зеленовато-серыми глинами с прослоями алевроитов. Около 20% разреза составляют прослой (0.5 -15 см) песков, алевролитов и известковистых песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу. По всей толще свиты породы содержат рассеянный обугленный растительный детрит. Фауна редка и представлена единичными радиоляриями. Сеноманский возраст отложений обосновывается богатыми и разнообразными спорово-пыльцевыми комплексами [Затонская, 1963ф].

К ее кровле свиты приурочен сейсмогоризонт «Г». Согласно перекрывается кузнецовской свитой. Мощность отложений в пределах листа 90-114 м.

Туронский – коньякский ярусы

Кузнецовская свита (K_{2kz}) выделена в 1954 г. Н.Н. Ростовцевым по разрезу Кузнецовской опорной скважины. На территории листов Q-41-XXI, XXII отложения свиты имеют ограниченное распространение и зафиксированы только в одном обнажении в обрыве правого берега притока р. Сыня руч. Абезьель. Непосредственно за южной рамкой они описаны также в бортах долины р. Сыня у фактории Тильтим.

На руч. Абезьель 1,4 км выше впадения в р. Сыня на протяжении 40 м наблюдается антиклинальная складка, сложенная глинами, опоковидными алевролитами и песчаниками. Запад-

ное более пологое крыло имеет азимут падения $245^{\circ} \pm 42^{\circ}$. Восточное - $65^{\circ} \pm 54^{\circ}$. Происхождение складки объясняется гляциотектоникой. В алевролитах отмечены остатки радиолярий (более 50 экз. на образец), в известковистых песчаниках обломки раковин иноцерамов и белемнитов. В аналогичных по составу отложениях у пос. Тильтим – многочисленные морские диатомовые водоросли [Затонская, 1963ф].

Полный разрез кузнецовской свиты изучен по керну скв. 1-КП профиля Азово-Мужи и картировочных скважин 19-к, 23-к, 24-к и 28-к, пробуренных при ГГС-200 [Астапов, 1998ф]. В них свита представлена однообразной толщей серых и зеленовато-серых глин с зернами и крупными скоплениями глауконита, иногда опоковидных (вверху), гидрослюдистых и бейделлитовых, с редкими пропластками алевролитов и песков (песчаников) глауконит-кварцевого состава. Для нее типично наличие пиритизированных водорослей, остатков двустворок и своеобразии электро-каротажной характеристики (низкие значения кажущегося сопротивления), что делает свиту надежным корреляционным репером при расчленении верхнемеловых образований. Ее мощность колеблется в пределах 20-30 м, иногда увеличиваясь до 40-44 м. Трансгрессивно залегает на уватской свите и согласно перекрывается березовской свитой. Отложения свиты содержат (скв. 23-к и др.) характерные комплексы фораминифер и радиолярий Туринского – низов коньякского ярусов [Астапов, 1998].

Коньякский - сантонский - кампанский ярусы

Березовская свита (K_2br) выделена Н.Н. Ростовцевым [Стратиграфический, 1978] по разрезу Березовской опорной скважины. На территории листов Q-41-XXI, XXII закартирована только на крайнем юге территории, где отложения свиты описаны в выходах на дневную поверхность в борту долины р. Сыня (выше устья р. Пожемаю) и ее правом притоке руч. Абезель. Во всех описанных выходах породы гляциодислоцированы в довольно крутые складки. Углы падения от 20° до 50° . Породы свиты представлены глауконитовыми песчаниками с раковинами пелицепод, иноцерамов, белемнитов, известковистыми песчаниками и опоковидными алевролитами. Из них определены *Ostrea* sp., *Aequipecten* sp., *Actinocamax* ex gr. *veris* Miller, а также фораминиферы: *Lenticulina* sp., *Giroidina* sp., *Eponides* cf. *incagnitus* Кург.

На прилегающей с юга площади хорошо изучена по глубоким картировочным скважинам 19-к, 22-к, 23-к и 28-к, а также по обнажениям в долине Сыни и многих ее притоков [Захаров, 1971], [Бейзель, 1992ф]. Разрез охарактеризован разнообразными находками органических остатков (аммонитов, белемнитов, фораминифер, радиолярий) датирующими ее в объеме коньякского – кампанского ярусов верхнего мела.

Общая мощность свиты в полных разрезах достигает 200-240 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Территория листа располагается в пределах Предуральской, Уральской и Западносибирской структурно-фациальных мегазон, граница между которыми проводится по уступу низких предгорий западного и восточного склонов Урала.

Предуральская часть листа относится к Усинскому фациальному району, Уральская - к Кожимско-Щучинскому, Западно-Сибирская - входит в состав Сосьвинско-Белогорского фациального района.

Четвертичные образования практически повсеместно перекрывают территорию листов плащом переменной мощности. Лишь в осевой зоне Урала на гребневидных водоразделах, речных и троговых долинах, стенках каров наблюдаются выходы коренных пород. 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. От правильности выбора этого процесса зависит правильность прогноза связанных с четвертичными образованиями полезных ископаемых, поэтому рассмотрим эти теории подробнее.

Сторонники теории морского происхождения диамиктонов (маринизма) относят их к морским, ледово-морским образованиям, а перекрывающие их галечники считает прибрежными отложениями разных стадий регрессии морского бассейна, выделяя на основании гипсометрии ряд ступеней (террас), фиксирующих периоды его стабилизации. Обоснованием, помимо суще-

ствования 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 (гляциализма) 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 угугообразный облик крупных обломков), невыдержанность высоты "террас" по площади (зачастую разброс высот одной террасы больше, чем перепад между разноуровневыми террасами, которые выделяют "маринисты"), геоморфологические особенности поверхности. В пользу ледниковой теории говорит также отсутствие следов существования морского бассейна на юге. Наличие в составе отложений морской фауны объясняется ее захватом с шельфовой зоны Ледовитого океана, бывшей, по мнению "гляциалистов", центром разновозрастных покровных оледенений.

Авторы придерживаются ледниковой теории формирования диамиктонов.

В составе четвертичной системы выделяются образования эоплейстоцена, нижнего, среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена, а также голоцена. В генетическом отношении они представлены ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными озерно-аллювиальными, палюстринными отложениями, а также приуроченными к горным и предгорным районам образованиями склонового ряда. На равнинной части из-за малой мощности и незначительных площадей распространения склоновые образования не показаны.

Эоплейстоцен

Нижнее звено. *Тавротинский аллювий* (aEtv) предположительно вскрыт скважинами в основании разреза четвертичных образований в палеодолине р. Харута [Лютиков, рабочие материалы]. В скв. 1 сложен галечниками со щебнем и наполнителем из разнозернистых песков. Возраст принимается по залеганию непосредственно ниже роговских образований и сопоставлению с аллювием в основании четвертичного разреза палеодолин тавротинского этапа развития речной серии на соседних территориях [Шишкин, 2001, в издании]. Д.В. Зархидзе [Лютиков, рабочие материалы] данные отложения относились к низам разреза молдтывисской свиты плиоцена, генезис рассматривался как аллювиально-морской. Мощность до 5 м.

Кочковский горизонт. *Гляциомариний.* *Ханты-мужинская толща* (gmEhm). Выделена Ю. П. Черепановым [Астапов, 1998ф]. Стратотип описан в скв. 3-кТ (инт. 14-174 м) профиля Мужжи-Тильтим. На территории листа выделяется предположительно в южной части листа по аналогии с расположенным к югу листами Q-41-XXVII, XXVIII [Астапов, 1998ф] и материалам Госгеолкарты м-ба 1:1 000 000 листа Q-41 [Государственная, Q-41, 2007]. Границы оконтурены по результатам дешифрирования. Для толщи характерен гладкий рисунок фотоизображения. Отложения толщи слагают два относительно плоских заболоченных водораздела с абсолютными отметками 140-170 м являющихся отрогами сравнительно крупной возвышенности, находящейся за южной рамкой листа. По материалам А. П. Астапова [Астапов, 1998ф] полный разрез возвышенности изучен в скважине 26-к, пробуренной в 7 км к югу от южной рамки листа. По данным бурения толща сложена неравномерно переслаивающимися алевритами и тонко-мелкозернистыми кварцевыми песками с примесью гравия и гальки и подстилается тиутей-яхинской свитой эоплейстоцена сложенной глинистыми алевритами без псефитов.

Генезис на основании находок радиолярий и фораминифер (скв. 22-к, за пределами листа) интерпретируется как ледниково-морской [Астапов, 1998ф]. По мнению авторов, толща, скорее всего, является основной мореной одного из плейстоценовых оледенений. Однако ввиду отсутствия собственных работ в районе ее развития на карте принят вариант интерпретации генезиса предыдущих исследователей. Косвенным признаком ее более древнего, чем средний неоплейстоцен возраста может служить геоморфологическая позиция развития толщи: вне зоны подковообразных краевых структур напорных морен самаровско-тазовского времени.

Эоплейстоценовый возраст ханты-мужинской толщи принят согласно Легенде Западно-Сибирской серии листов [Боровский, 2005ф].

Мощность отложений в скважине 26-к составляет 28 м.

Эоплейстоцен – нижнее звено неоплейстоцена

Увельский - сарыкульский горизонты. *Гляциомариний.* *Роговская серия* (gmE-Irg) выделяется по материалам предшественников [Лютиков, рабочие материалы] на крайнем северо-

западе территории в пределах низких предгорий (на абсолютных отметках до 200 м) на правобережье р. Харута и левобережье р. Сев. Колокольня. Отложения серии вскрыты скважиной №1 Харутского профиля в палеодолине р. Харута на территории листа и многочисленными картировочными скважинами, пробуренными непосредственно вблизи западной и северной рамками листа в бассейне р. Харута подтверждающими ее площадное распространение [Лютиков, рабочие материалы]. По составу отложения представлены диамиктонами: суглинками и алевролитами с гравием, галькой и редкими мелкими валунами. Отмечаются пачки ленточных осадков, тонкого переслаивания (первые миллиметры) глин и песков, слоистых песков, супесей. Суглинки имеют серую окраску, которая изменяется как по разрезу, так и по площади, приобретая различные оттенки от темно-серого до светло-серого, бурого, голубовато и сизовато-серого цветов. Окатанность обломочного материала разнообразная – от идеально окатанных обломков до щебня и дресвы. Более крупный материал окатан обычно хуже. В петрографическом составе обломочного материала присутствуют горные породы осевой зоны Полярного Урала и «местные» породы (пермские полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты).

Д.В. Зархидзе [Лютиков, рабочие материалы] данные отложения отнесены к моллюдтывисской свите плиоцена (которая рассматривается как аналог падимейской серии). Генезис отложений принят ледниково-морским. Плиоценовый возраст обосновывается палинологическими данными [Лютиков, рабочие материалы].

Однако столь широкое площадное развитие «падимейских» отложений практически на дневной поверхности маловероятно. При подготовке к изданию смежного листа Q-41-XX [Шишкин, 2001, в издании] (с учетом данных картировочного бурения, проведенного при ГДП-50 Грубеинской площади [Шишкин, 1988ф]) отложения, выделявшиеся Д.В. Зархидзе, как моллюдтывисская свита в основном отнесены к роговской серии, как и на изданном листе Гостгеол-карты м-ба 1:1 000 000 листа Q-41 [Государственная..., Q-41, 2007].

Поэтому нами данные отложения на территории листа также отнесены к роговской серии. Эоплейстоцен-ранннеоплейстоценовый возраст и ледниково-морской генезис приняты в соответствии с Легендой [Шишкин, 1998ф].

В скважинах Харутского профиля их мощность варьирует от 9 до 15 м, на прилегающей с запада территории достигает 30 м.

Неоплейстоцен

Нижнее звено

Шайтанский горизонт. Гляциолимний. Халапантская свита. (lgIhl). Распространены на территории как продолжение "халапантской террасы", выделенной при проведении ГГС-200 на примыкающем с юга листах Q-41-XXVII, XXVIII [Астапов, 1998ф] и показанной также изданном листе Гостгеолкарты м-ба 1:1 000 000 листа Q-41 [Государственная..., Q-41, 2007]. Выходы оконтурены по дешифрированию дистанционных материалов. Для полей свиты характерен мелкобугристый термокарстовый микрорельеф и местами довольно уверенно выделяющийся тыловой шов на контакте с отложениями ханты-мужинской толщи, в которую она вложена.

В пределах листа данные о составе отсутствуют. По материалам А.П. Астапова [Астапов, 1998ф], полный разрез свиты изучен в скважине 27-к (инт. 5,7 – 38,4 м), пробуренной в 13 км к югу от южной рамки листа Q-41-XXII и вскрыт в скважине 67-Р (инт. 9,7-25,0 м), пробуренной в 30 км к югу от рамки листа Q-41-XXI. По данным бурения в обеих скважинах представлена толщей мелко-среднезернистых песков иногда с включениями полимиктового гравия, гальки и валунов. Залегает на отложениях ханты-мужинской толщи.

Свита плохо охарактеризована органическими остатками, что указывает на то, что осадко-накопление, происходило в холодных климатических условиях и поэтому генезис принимается как озерно-ледниковый [Астапов, 1998ф]. Наиболее вероятен вариант интерпретации в качестве образований подпрудного озера, сформированного на стадии дегляциации ранннеоплейстоценового (?) ледника, образований которого на территории не сохранилось.

Косвенным признаком более древнего, чем средний неоплейстоцен возраста может служить геоморфологическая позиция развития свиты: вне зоны подковообразных краевых структур напорных морен самаровско-газовского времени.

Ранннеоплейстоценовый возраст халапантской свиты принят согласно Легенды Западно-Сибирской серии листов [Боровский, 2005ф].

Мощность отложений на прилегающих с юга листах 15-33 м.

Среднее звено

Тобольский горизонт. Аллювий (aIII^{tb}). Выделяется на территории листов впервые. Описан нами в береговых обнажениях по р. Войкар в районе выхода ее на Западно-Сибирскую равнину. Аллювий залегает на коренных породах 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. На р. Войкар в песках прослеживается четкая, характерная для аллювия, косая слоистость. В составе галек – местные уральские породы. По петрографическому составу (определение С. Ю. Петрова) преобладают: кварцевые диориты собского комплекса – 74 %, габбро и пироксениты кэршорского комплекса – 16 %, кварц – 8 %, вулканиты – 2 %. Окатанность материала 2-3 класса, что характерно для аллювиальных отложений. Другой особенностью является сильная сцементированность породы окислами железа, временами образующими конгломератоподобные прослои. Это связано, вероятно, с мерзлотными процессами – потоками талых грунтовых вод по поверхности мерзлых пород, наиболее вероятно под ложем перекрывавшего их ледника.

Тобольский возраст принят в известной мере условно на основании положения аллювия под самаровско-тазовской мореной среднего неоплейстоцена. Видимая мощность на р. Войкар первые метры. Мощность (по данным скважин на прилегающем с севера листе Q-41-XVII) – до 16 м.

Самаровский и тазовский горизонты нерасчлененные. **Ледниковые образования (gII^{sm-tz})** широко распространены на территории, являясь рельефообразующей толщей. Ранее на территории самаровские и тазовские образования показывались отдельно, кроме того выделялась пачка разделяющих их ширтинских межледниковых отложений. Как правило, реками вскрывается лишь верхняя часть диамиктонов, а при залегании на коренных породах они перекрыты мощным плащом солифлюксия. Поэтому нами самаровские и тазовские ледниковые образования не расчленяются. Представлены массивными темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми суглинками и алевролитами с примесью гравия, гальки и валунов (7-10% от общего объема), рассеянных по разрезу. Суглинки, как правило, плотные, с оскольчатой поверхностью, разбиты многочисленными трещинами на остроугольную щебенку. Валунуны имеют размер до 0,3-0,5 м, как правило, плохо окатаны, иногда наблюдается разнонаправленная ледниковая штриховка. В скважинах иногда присутствуют прослои песка, связанные с захватом в тело ледника подстилающих песчаных пород. В обн. 9547 на р. Войкар в состав гальки и валунов входят кварцевые диориты собского комплекса (50%), габбро и пироксениты кэршорского комплекса (38%), вулканиты войкарской свиты (14%), кварцевые жилы (1%) (определение С.Ю. Петрова), указывающие на направление движения льда с северных и северо-западных направлений.

На р. Сыня (6,5 км ниже слияния Мокрой и Сухой Сыни) в горных выработках [Крашенинников, 1993ф] в описан следующий разрез ледниковых образований (снизу вверх):

0-4 м. Тонко-мелкозернистые полевошпат-кварцевые пески с линзочками угля песка и гравия;

4-6 м. Горизонтальнослоистые светло-серые алевролиты с линзами оскольчатых суглинков. (переход от песков постепенный)

6-18 м. Оскольчатые алевролиты и суглинки, содержащие до 30% обломочного материала с линзовидными обособлениями песка. В составе обломков габброиды, диориты, вулканогенные породы, кварциты, гипербазиты (как правило, выветрелые) и др. породы, развитые в зоне кряжа. Отдельные валуны до 0,5 м. Вверх по разрезу количество обломков уменьшается.

Отложения содержат довольно богатые споро-пыльцевые спектры, которые были в то время датированы как среднелепистоценовые. А.Л. Крашенинниковым они были отнесены к салехардской свите [Крашенинников, 1993ф].

Флювигляциальный шлейф небольшой мощности, с редкими насаженными флювиокамами и небольшими озовыми грядами, некартируемыми в масштабе карты местами перекрывает поверхность самаровско-тазовской морены. Представлены галечниками, гравийными галечниками, иногда – с примесью небольших (до 20 см по длинной оси) валунов. Присутствуют линзы и линзовидные прослои косослоистых крупно – реже среднезернистых песков. Размеры камов не превышают нескольких м по высоте и 20-30 м в диаметре у основания, озовые гряды (прослежены на севере, на правобережье Войкара) до 3 м высотой и шириной до 15-20 м в основании. Возраст устанавливается по принадлежности к периоду таяния среднелепистоценового ледника. Мощность – первые метры, до 10 м в камовых холмах.

Так же необходимо отметить, что предшественниками [Затонская, 1963ф], описаны отложения, которые они выделяли как межледниковые озерно-аллювиальные отложения мессовской свиты. На территории листа они локально отмечены на реках. Войкар, Ламбеган (правый приток р. Войкар) и Пожемаю (у южной рамки). Сложены в основном глинами, алевролитами и супесями с растительным детритом. В обнажениях по р. Ламбеган представлены песками, в том числе косослоистыми с гравийно-галечными прослоями и залегают внутри толщи морены. Мощность 5-10 м. Нами данные отложения рассматриваются как озерно-ледниковые и флювиогляциальные образования и в виду локальности развития на карте отдельно не выделяются.

В центральной части территории на дистанционных материалах (аэро- и космоснимках) отчетливо прослеживаются подковообразные структуры напорных морен, с общим направлением стресса с северо-запада на юго-восток. Параллельно-грядовый рельеф их поверхности говорит о чешуйчато-надвиговых структурах в толще этих образований. Наиболее вероятно, что они принадлежат к одной из стадий активизации среднелепистоценового оледенения. Возраст устанавливается по сопоставлению с соседними территориями. В береговых обрывах оз. Шурьшкарский Сор, к юго востоку от территории, в долине Оби, вскрыты не перекрытые мореной торфяники, датированные уран-ториевым методом, как начало казанцевского времени [Астахов и др., 2007]. Ближайшими к казанцевскому времени покровными оледенениями были среднелепистоценовые. 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 ледниковые образования двух "холодных" горизонтов среднего неоплейстоцена, без уточнения возраста толщи.

Максимальная мощность вскрыта в скв. 2-кп, пробуренной в долине р. Войкар и составляет 41 м [Затонская, 1963ф].

Среднеуральский надгоризонт Пачвожская морена (gPr^c). Название предложено М.А. Шишкиным при составлении Легенды Полярно-Уральской серии листов [Шишкин, 1998ф]. Название по Пачвожской межгорной депрессии, где разрезы морены вскрыты многочисленными горными выработками и скважинами при разведке Парнокского марганцевого месторождения. Является рельефообразующей на большей части Предуральской структурно-фациальной области территории листа Q-41-XXI, частично перекрывает водоразделы западных низких предгорий Урала, а также выполняет ориентированные вдоль Урала межгорные депрессии высочайших предгорий и зоны кряжа.

Как правило, на поверхности не образует типично выраженных ледниковых форм, ее рельеф сглаженный, фактически денудационный. Развитие морены угадывается по многочисленным ареальным, иногда сплошным развалам плохо окатанных моренных валунов, между которыми располагаются заболоченные понижения. Реки, прорезающие морену, образуют каньоны, сложенные коренными породами, разрезы собственно морены практически не наблюдаются, так как по ним обычно формируются сглаженные склоны. В верхних отрезках долин р. Колокольня и Няньворгавож перекрывается ханмейской мореной с хорошо выраженными конечно-моренными ледниковыми формами рельефа.

Морена сложена плотными, нередко песчанистыми бурыми или буровато-серыми суглинками со значительным количеством (до 40-60%) разноокатанной гальки и плохо окатанных валунов, часто расколотых и со шрамами. В составе валунов преобладают породы, развитые в зоне кряжа.

Среднелепистоценовый возраст принимается по соотношению с конечными ханмейскими моренами и флювиогляциальными зандрами.

Мощность изменяется от 0,5 до 6 м. Данных о полной мощности в пределах листа нет. На примыкающем с запада листе Q-41-XX по данным бурения достигает 15-22 м [Шишкин, 2001, в издании].

Среднее-верхнее звенья нерасчлененные

Тазовский-казанцевский горизонты нерасчлененные. *Озерные и аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (1a⁴Пtz-kz)* распространены по долинам рек Сыня, Войкар и их наиболее крупным притокам, где ее поверхность контролируется отметками 50-85 (до 87) м. На территории развиты преимущественно песчаные фации этих осадков. Залегают на среднелепистоценовых ледниковых отложениях. Пески преимущественно мелко- и тонкозернистые, с прослоями среднезернистых, часто с примесью рассеянных гравия и гальки и редкими прослоями галечников с валунами и песчаным заполнителем. Слоистость (присутствуют знаки

ряби как волнения, так и течения) указывает на наличие слабого течения в обширном спокойном водоеме. Поверхность террасы перекрыта покровными суглинками и торфяником (до 2 м), осложняющими ее изучение.

В верхних частях долин состав отложений, слагающих террасу более грубый. По материалам горных работ на р. Мокрая Сыня в верхней части разреза террасы появляются гравийно-песчаные и гравийно-галечно валунные отложения с супесчаным наполнителем. Валунные (до 25%) неравномерно окатанные до 30 см в диаметре [Крашенинников, 1993ф].

Толща сопоставима с отложениями аналогичной террасы к югу от территории, где она обнажена значительно лучше и тщательно изучена [Астапов, 1998ф]. Кроме того, к востоку от территории северный берег оз. Шурышкарский Сор) торфяники в основании террасы датированы по уран-торию в пределах 130-150 тыс. л. н. [Астахов и др., 2007]. Приводимые ими же датировки, полученные по вмещающим торфяник пескам, полученные методом оптически стимулированной люминисценции (OSL) лежат в пределах 95-105 тыс. л. н., что соответствует казанцевскому времени их формирования.

Тазовско-казанцевский возраст принят в соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины [Унифицированная..., 2000] и выглядит, по нашему мнению малоубедительно.

Вскрытая мощность отложений на р. Мокрая Сыня - 5,7 м. В 40 км к югу от рамки листа в нижнем течении р. Сыня полный разрез террасы вскрыт скв. 69-р [Астапов, 1998ф]. Его мощность по скважине составляет 18 м. Поэтому в пределах листа мощность лимноаллювия 4 террасы с учетом вероятного выклинивания вверх по течению водотоков можно оценить в интервале 5-20 м.

Ханмейский горизонт. Морена ханмейского горно-долинного оледенения (gIII_{hn}) распространена в троговых долинах зоны кряжа и формирует выводные конечные морены подножья в западных и восточных предгорьях. Сложена диамиктонами с повышенным содержанием дебриса. Залегает на коренных породах, реже – на четвертичных образованиях среднего звена неоплейстоцена (в предгорьях). В составе дебриса исключительно местные породы, залегающие в областях распространения долинных ледников. Характерно повышенное содержание, по сравнению со среднееоплейстоценовыми моренами обломочного материала (до 60 % на западном и 40 % на восточном склонах Урала [Гессе, , 1981], и их худшая (1, реже 2 класса по Хабакову) окатанность. Размер валунов чаще всего до 0,5 м по длинной оси, изредка встречаются глыбы свыше 1,5 м. Матрикс – бурые суглинки или супеси, иногда - алевропески, обычно плотные, изредка с линзами маловалунных галечников мощностью до 30 см.

Конечноморенные формы уверенно дешифрируются на АФС по характерному бугристо-грядовому рисунку фотоизображения. Типичные конечноморенные формы характерные для выводных ледников подножий наблюдаются в долинах рек Тумболова, Нелкаган, Харута, Кокпела на восточном склоне Урала, Сев. Колокольня и Сев. Харута – на западном.

Возраст образований устанавливается на основании их геоморфологического положения. С одной стороны, в западных и восточных предгорьях они налегают на морены среднееоплейстоценовых ледников, с другой – в них вложены первые террасы многих рек, а на рр Хулга и Няньворгавож - террасы полярноуральских флювиогляциальных потоков.

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

Флювиогляциальные отложения (fIII_{hn}) формируют флювиогляциальные зандры по периферии ханмейских конечных морен и флювиогляциальные террасы в долинах крупных рек, где они слагают террасовые уровни, расположенные выше первой и второй надпойменных террас – с превышением 5 - 20 м над урезом воды. Такой разброс высот ранее связывали с неровностями рельефа подстилающих пород. По нашему мнению, большее влияние на высоту флювиогляциальных террас могли оказать изменения температурного режима в период таяния ледников, соответствующие изменения скорости таяния льда и, как следствие, значительное колебание высоты уреза паводковых вод. На западном склоне наиболее широко распространены в долинах рек Сев. Колокольня и Сев. Харута, на восточном прослеживаются на всех реках за исключением Сред. Дзёляю.

В составе присутствуют разнозернистые пески, гравий, галька, валуны, последние – до 80 см по длинной оси. Прослеживается укрупнение материала вверх по разрезу. Окатанность материала изменяется от плохой (1-2 класс по Хабакову) в горных частях территории, до средней (2-3 класс) - в предгорьях, что связано с протяженностью переноса материала. В составе обломков флювиогляциала, как и в ледниковых образованиях, присутствуют местные уральские породы.

Ханмейский возраст флювиогляциальных образований принимается на основании вложения в них аллювия первой и второй надпойменных террас на реках Лаптапай и Сев. Харута. Мощность отложений непостоянна - 5-14 м.

Каргинский горизонт. *Аллювий второй надпойменной террасы (a²Шkr).* Закартирован в долинах рек Сыня и Сухая Сыня, где вторая терраса отделена от первой надпойменной террасы довольно четким уступом. Относительные превышения 12-15 м над урезом воды. Сложена горизонтальнослоистыми песками и алевритами, в нижней части с прослоями гравийно-галечного материала [Крашенинников, 1993ф]. Отмечено наличие в этих отложениях спорово-пыльцевых спектров лесного типа, характерных для каргинского времени верхнего неоплейстоцена.

Аллювий второй террасы в верховьях рек, особенно в горной и предгорной части представлен валунными галечниками и галечниками с песчано-гравийным наполнителем. Галька и валуны местных уральских пород. Окатанность материала от 1 класса в верховьях рек, до 3 в низовьях (по Хабакову), смена степени окатанности постепенная.

В связи с незначительными площадями распространения террасы (не выражается в масштабе карты) в горной части она не показана.

Возраст террасы в соответствии с Легендой Полярно-Уральской серии листов [Шишкин, 2009ф] принят каргинским, так как в нее вложена первая надпойменная терраса. В Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.) возраст террасы в Сосьвинско-Белогорском районе считается каргинско-сартанским. С последним трудно согласиться, так в этом случае нарушается корреляция морских и аллювиальных террас.

Мощность отложений на равнинной части 12-15 м, в горной 7-10 м.

Полярноуральский горизонт. *Ледниковые отложения (gШри).* По последним данным полярноуральское горно-долинное оледенение охватывало площадь меньшую, чем предполагалось ранее. Полученные новейшими методами датировки валунов на поверхности краевых морен указывают что в полярноуральское время к северу от территории границы оледенения всего на 1-2 км отстояли от современного положения края существующих ледников [Мангеруд и др, 2001]. На территории листа они распространены несколько шире, однако за пределы горной части Урала не прослеживаются. Таким образом, к полярноуральским образованиям территории отнесены краевые формы, непосредственно примыкающие к ледниковым формам существующих каров. В составе как базальных, так и краевых морен отмечается большое (свыше 50 %) содержание обломочного материала, представленного исключительно местными породами. Характерна крайне низкая степень окатанности материала. Матрикс представлен дресвяными суглинками и супесями. Состав обломочного материала местный и отвечает областям ледосбора.

Возраст устанавливается по сопоставлению образованных ими краевых форм с датированными аналогичными формами на соседних территориях [Мангеруд и др, 2001], а также на основании перехода флювиогляциальных зандров в первые аллювиальные террасы вниз по речным долинам.

Мощность основной морены до 5 метров, краевой - до 10 м.

Флювиогляциальные отложения (fШри). На территории листа имеют ограниченное распространение. В рельефе образуют дельты и долинные зандры, примыкающие к краевым полярноуральским моренам в троговых долинах рек Няньворгавож, Хулга, Тумболова. Дельты сложены галечно-валунными отложениями с гравийно-песчаным заполнителем. Валуны всех размеров, реже встречаются глыбы до 2,5 м по длинной оси. Содержание валунов и галечников - по 30-40 %, песков - 20-50 %. Изредка в разрезе присутствуют суглинки, намытые в полости между крупными обломками на поздних стадиях таяния льда. Состав пород местный, окатанность до 2 класса. Отдельные валуны окатаны до 3-4 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 класса (1981).

Возраст устанавливается по примыканию к полярноуральским краевым формам.

Мощность - до 5 м.

Аллювиальные отложения ярвожской (первой надпойменной) террасы (a¹Шjr) Распространены на западном склоне Урала в долине р Харута и ее притоков. Высота террасы до 5 м выше уреза воды. В нижней части разреза отложения террасы сложены как правило галечно-валунными отложениями с гравийно-песчаным наполнителем, в средней - песчано-гравийно-галечными и верхней - песками и супесями с гравием и галькой, суглинками и алевритами. В цоколе террасы, обычно коренные породы, иногда образования роговской свиты.

Аллювиальные отложения отдельных рек – Пожема-Ю, Чишгим-Харуты золотоносны (от 2 до 42 мг/м³) [Крашенинников, 1993ф].

Возраст принят в соответствии с Легендой Полярно-Уральской серии листов и основывается на переходах полярно-уральских флювиогляциальных зандров вниз по течению в первые надпойменные террасы.

Мощность отложений до 5 м.

Сартанский горизонт. Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a¹Пsr). Выделяются на восточном склоне Урала и Западной Сибири. Первая надпойменная терраса уверенно картируется в долинах рек Войкар и Сыня, образует хорошо выраженные террасовидные площадки по бортам долин. Также присутствует в большинстве мелких водотоков за пределами развития полярноуральских морен, но вследствие незначительных размеров не является картируемой. Высота террасы изменяется от 1,5 м выше уреза воды в верховьях водотоков до 6 м в низовьях. Состав отложений террасы фациально изменчив. В зоне предгорий это преимущественно гравийно-галечные смеси с валунами с песчаным заполнителем. Пойменная часть, как правило, редуцирована и представлена маломощными супесями и суглинками.

При продвижении в восточном направлении общим является уменьшение валунно-галечной составляющей, улучшение окатанности обломочного материала.

Так первая терраса на р. Войкар и ее притокам сложена плохо сортированными крупно-среднезернистыми песками с включениями гравия, гальки и валунов. В песках наблюдается пологая косая и горизонтальная слоистость, за счет чередования слоев песка разной крупности. Высота террасы 4-6 м. В цоколях обнажаются самаровско-тазовские ледниковые образования.

По р. Сыня и ее притокам высота террасы 5-6 м. Нижние 1,5 – 2 м разреза представлены ко-со и диагонально слоистыми гравийно-галечными песками желтовато-серого цвета. Обломочный материал хорошо окатан. Верхняя часть разреза сложена средне-, мелкозернистыми песками с прослоями и линзами глин, рассеянными гравием и галькой. Иногда разрез венчается слоем торфа мощностью до 2-3 м.

В материалах ГС-200 [Затонская, 1963ф] приводятся сведения о находках в верхних горизонтах террасы археологические остатки неолита (черепки керамики с ямочно-гребенчатым рисунком).

Возраст первой террасы в Западно-Сибирской части листа нами принят как сартанский (полярноуральский) в соответствии с серийной легендой Полярно Уральской серии листов [Шишкин, 2009ф] на основании на переходов полярно-уральских флювиогляциальных зандров вниз по течению в первые надпойменные террасы.

В Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.) возраст террасы считается сартанско-голоценовым.

Мощность отложений до 6 м.

Голоцен

Голоценовые образования территории представлены аллювиальными (русловыми и пойменными), пролювиальными отложениями, а также образованиями каровых ледников. 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.

Аллювий русел и пойменных террас (aН) распространен на всех реках и мелких водотоках территории. Он слагает русла, низкую (до 2 м выше уреза) и высокую (до 4 м выше уреза воды) поймы рек. Имеет наиболее ярко выраженную фациальную зональность в зависимости от геоморфологического положения. В зоне кряжа в составе аллювия развиты грубообломочные валунно-галечные породы с обилием щебня и дресвы. Пойменные фации супесчаные со щебнем и дресвой.

Переход из зоны кряжа к предгорьям характеризуется резким увеличением в составе современного аллювия грубообломочного валунно-галечного материала. В зоне сочленения предгорий и низменности происходит последовательное уменьшение количества обломочного материала. Вначале аллювий приобретает галечно-гравийно-песчаный состав, затем на равнине – существенно песчаный (супесчаный и илистый на в верхней части поймы).

На отдельных водотоках в горной части современный аллювий содержит весовые содержания золота (максимальные на ПожемаЮ – до 146 мг/м³ и верховьях р. Мокрая Сыня – до 96 мг/м³). Также установлена золотоносность современных пойменно-русловых отложений р. Су-

хая Сыня (до 9 мг/м³) и Сыня (в среднем до 42 мг/м³, на отдельных участках в головках кос - до 372 мг/м³) [Крашенинников, 1993ф].

Отложения формируются в настоящее время, поэтому их возраст устанавливается как голоценовый.

Мощность отложений до 5 м.

Проллювиальные отложения (рН) распространены преимущественно в зоне кряжа и особенно широко на границах с предгорьями, где формируют конуса выноса у выхода мелких водотоков в более крупные долины. В период паводков расход воды в таких водотоках очень большой, в перенос вовлекаются крупные обломки с крутых скальных склонов, поэтому и состав отложений в основном крупный (валуны, глыбы, галька, щебень), наполнитель - дресвяно-песчаный и дресвяно-суглинистый.

Для крупных конусов выделяются две генерации, вложенные один в другой. Первая генерация отвечает, по всей видимости, эпохе деградации голоценовых каровых ледников, вторая современному этапу. Поэтому возраст отложений принимается голоценовым.

Мощность отложений до 10 м.

Морены современных ледников (gН) распространены в наиболее высоких приводораздельных массивах в верховьях рек Чигим-Харута, Сев. Чигим-Харута, Сев. Колокольня, Хребет-вож. В настоящее время большинство ледников растаяло, однако еще в среднем голоцене ("малый ледниковый период") они были достаточно широко распространены, а часть из них продолжала существовать в 50-е годы прошлого века. Представлены в основном глыбово-щебнистыми разностями пород местного состава, с небольшой примесью супесчано-суглинистого заполнителя. Нередко формируют у выходов из каров подковообразные гряды.

Мощность в среднем до 5 метров, иногда до 15 м.

Среднее звено неоплейстоцена - голоцен

На территории широко развиты элювиальные, элювиальные и делювиальные, элювиальные и десерпционные, коллювиальные и десерпционные образования, слагающие высокие плоские водоразделы зоны кряжа и их склоны выше уровня трогов и каров ханмейских и полярноуральских ледников. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния средне-неоплейстоценового ледника. В поздне-неоплейстоценовое время они располагались вне границ оледенения и поэтому имеют более древний возраст, чем аналогичные отложения троговых долин, склонов ледниковых цирков и каров. Продолжают формироваться и в настоящее время. Основными критериями их выделения являются крутизна склонов и рисунок поверхности на дистанционных материалах.

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. На стойких к выветриванию (габбро, пироксениты) породах элювий состоит из глыбово-блочных образований, в среднем валуны - до 1 м, однако нередко глыбы достигают 4 м и более по длинной оси. Содержание мелкозема незначительное. Вблизи геологических границ материал, как правило, более мелкий. Относительно менее устойчивые (алевритовые, пеллитовые туфы и т. п.) выветриваются до щебнисто-суглинистой массы. Основной агент формирования - физическое выветривание, влияние химического выветривания незначительно. Материал неокатан, очень редко - 1 класса.

Мощность отложений до 3 м.

Элювиальные и десерпционные отложения (e,drII-H) приурочены к пологовыпуклым 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.

Мощность отложений до 2 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (с,drII-H) приурочены к склонам переменной крутизны (15-90°). Коллювий и десерпций на карте объединены, так как участки субвертикальных (70-90°) склонов крайне ограничены по площади, и не выражаются в масштабе картирования. Развиты они 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 характер-

ные плащи и конуса, "каменные реки" с отчетливым увеличением мощности вниз по склону. В составе – исключительно местные породы.

Мощность – свыше 2 м.

Верхнее звено неоплейстоцена - голоцен

К данному возрастному интервалу относятся элювиальные, делювиально- солифлюкционные, элювиальные и делювиальные, делювиальные и десерпционные, коллювиальные и десерпционные образования, а также озерно-паллюстринные отложения. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния ханмейских и полярноуральских ледников. Продолжают формироваться и в настоящее время.

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. Песчанистые фракции обычно намываются в основании склонов дождевыми и тальными водами, глинисто-суглинистые – оплывают под действием процессов солифлюкции, формируя на склоне характерные формы солифлюкционных террас и валиков аркообразной формы. Состав пород соответствует толщеобразующему основанию. Поверхность характеризуется наличием солифлюкционных террас и валиков, расположенных вкrest падения склонов.

Мощность в основании склонов до 6 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (c,drIII-H) приурочены к склонам переменной крутизны (15-90°). Коллювий и десерпций 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, реже – курумы, с отчетливым увеличением мощности вниз по склону. В составе – исключительно местные породы.

Установленная мощность – свыше 2 м.

Делювиальные и десерпционные образования (d,drIII-H) 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 до 2 м.

Лимний и паллюстрий нерасчлененные (l,plIII-H). Залегают плащеобразно на водораздельных поверхностях равнинной части территории, выполняют низменности и котловины на равнинах и в горных областях. Наиболее широко развиты на отложениях самаровско-тазовской морены на правом берегу р. Войкар, левом берегу р. Сыни, междуречье рек Лаптопай, Сухая и Моерая Сыня. Имеют двучленное строение. В нижней части (3-5 м) представлены иловатыми синеватыми или буровато-серыми глинами пятнисто ожелезненными. Верхняя часть (до 5-6 м) сложена торфяниками, иногда с маломощными прослоями песков, супесей. В низинах и озерных котловинах имеют повышенную мощность - до 8-9 м, на водоразделах и надпойменных террасах - до 2-3 м. 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.

Мощность отложений до 9 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Территория листов Q-41-XXI,XXII в существенной степени сложена магматическими и метаморфическими горными породами. Район расположен на территории двух палеозойских структурно-формационных зон (СФЗ) Полярного Урала – Зилаиро-Лемвинской и Войкарской. Они разделены зоной Главного Уральского надвига (ГУН).

Зилаиро-Лемвинская СФЗ относится к палеозойской палеоконтинентальной области Урала, сложена формациями рифтогенного этапа и пассивной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) и характеризуется, соответственно, умеренным магматизмом преимущественно базальтового и риолит-базальтового составов. Он представлен небольшими телами риолитов *пожемского* комплекса позднего кембрия – раннего ордовика, силлами габбродолеритов *орангьюганско-лемвинского* комплекса раннего-среднего ордовика, а также базальтоидами в составе *молдвожской и грубешорской свит нерасчлененных*.

Войкарская СФЗ относится к палеоокеанической области, магматические образования которой относятся к Полярно-Уральской офиолитовой ассоциации и Малоуральскому вулканоплутоническому поясу. В составе офиолитовой ассоциации выделяются *райизко-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый* раннего-среднего ордовика и *кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс* среднего-позднего ордовика. Долериты лагортаюского комплекса параллельных даек, также входящие в состав офиолитовой ассоциации на листах Q-41-XVI, XVII, в пределах листов Q-41-XXI, XXII не установлены. В составе Малоуральского вулканоплутонического пояса выделяются: *малоуральский базальт-андезитовый вулканический комплекс, собский габбро-диорит-плагиогранитовый и янаслорский гранитовый комплексы плутонические*.

Кроме того, выделяются более молодые магматические образования коллизионного этапа, к которым относятся *мусюрский габбродолеритовый комплекс гинабиссальный* позднего девона раннего карбона, *макаррузский комплекс плагиомигматитовый* позднего девона и *погурейский плагиогранитовый комплекс плутонический* позднего карбона - ранней перми.

Достаточно дискуссионное положение у находящегося в зоне ГУН тектонического блока, сложенного *дзеляюским* (хордьюским) *ультрамафит-метагабброноритовым комплексом* предположительно поздневендского возраста, который согласно Легенде [Легенда..., 2009ф] отнесен к Хордьюско-Конжаковской СФЗ позднего протерозоя.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Дзеляюский комплекс ультрамафит-метагабброноритовый (Σ -v' V_2d) выделен Д.Н. Ремизовым в бассейнах рек Верхняя, Средняя и Нижняя Дзеляю [Ремизов, 2004]. Интрузивные образования данного комплекса распространены в пределах Дзеляюского блока (аллохтона), протягивающегося в северо-восточном направлении от верховьев р. Дзеляю, до верховьев р. Игядейган. Протяженность его составляет 100 км при максимальной ширине 15 км в верховьях р.р. Хаймаю и Хулга. С запада, севера и юга блок ограничен зоной Главного Уральского надвига (ГУН). По зоне ГУН он граничит главным образом с раннепалеозойскими преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями молдвожской, грубешорской, кокпельской, грубеинской и погурейской свит, рассматриваемыми как образования пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента [Пучков, 1979], [Юдин, 1994], [Ремизов, 2004]. На юго-востоке Дзеляюский блок граничит с габброидами кэршорского и гипербазитами райизко-войкарского комплексов. Здесь контакт также повсеместно тектонический. Считается, что Дзеляюский блок надвинут на раннепалеозойские отложения западного

склона Урала по зоне ГУН [Ремизов, 2004] и в свою очередь перекрыт надвиговыми пластинами, сложенными гипербазитами и габброидами. Однако геофизические данные свидетельствуют о том, что Дзеляюский блок характеризуется мощной положительной гравитационной аномалией интенсивностью 60 мГал, в то время как для окружающих его мафитов и ультрамафитов, характерны менее интенсивные аномалии (максимум до 25 мГал). Это указывает большую мощность блока Дзеляю, либо на другие тектонические соотношения его с габбро-гипербазитовой пластиной (минимальная мощность, залегание на гипербазитах, без данных бурения решить этот вопрос не представляется возможным). Дзеляюский блок имеет сложное внутреннее строение.

Ортоамфиболиты по габброидам (vV_2d) слагают большую часть площади развития комплекса. Первично магматическая природа этих пород распознается по реликтовым габбровым структурам, наблюдаемым макроскопически. Ортоамфиболиты имеют среднезернистую структуру, часто директивную текстуру, выраженную в субпараллельном расположении кристаллов амфибола и плагиоклаза. Азимуты простирания директивности северо-восточные обычно с крутым ($55-75^\circ$) падением на юго-восток. Амфиболиты различаются по количественному соотношению амфибола и плагиоклаза от почти полностью бесплагиоклазовых разновидностей до амфибол-плагиоклазовых, в которых амфибол и плагиоклаз присутствуют в примерно равных количествах. Помимо этого, выделяются гранатовые и безгранатовые разновидности пород. Граница между ними в настоящее время точно не установлена. В области распространения гранатовых ортоамфиболитов встречаются небольшие участки омфацилсодержащих гранатовых амфиболитов с повышенным количеством граната.

Наиболее сложное строение характерно для юго-западной части блока. Здесь наблюдаются геологические тела, различные по своему составу и природе. Все они имеют северо-восточное простирание и сменяют друг друга с юго-востока на северо-запад в следующей последовательности. Вдоль юго-восточного контакта блока с островодужными вулканитами прослеживается узкая (0,2-0,4 км) полоса серпентинитов, сменяемая далее к северо-западу амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Максимальная ширина выходов этих пород в бассейне р. Верхняя Дзеляю составляет 6 км. Среди амфиболитов субпараллельно расположено несколько тел, сложенных неизменными и слабо измененными интрузивными породами. Самое юго-восточное из них – Дзелявожский гипербазитовый массив (ΣV_2d), протягивающийся от южного контакта Дзеляюского блока в северо-восточном направлении на 9 км при ширине 0,8 – 2 км. Массив имеет пестрый состав и сложен дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, плагиоклазовыми и шпинелевыми лерцолитами, верлитами, клинопироксенитами, вебстеритами и шпинелевыми вебстеритами, пироксеновыми горнблендитами. В настоящее время внутреннее строение массива изучено слабо и границы между названными разновидностями пород не могут быть точно определены. Поэтому на карте все они показаны как **гипербазиты нерасчлененные (ΣV_2d)**. По данным Д.Н. Ремизова [Ремизов, 2004], клинопироксениты, располагающиеся по периферии массива, постепенно переходят во вмещающие гранатовые амфиболиты. При этом в пироксенитах появляется гранат, и пироксен постепенно замещается амфиболом. В пределах массива выделяется два небольших тела гранатовых амфиболитов, залегающих на гипербазитах.

Северо-западнее прослеживается узкая полоса гранатовых амфиболитов, сменяющаяся затем массивом крупно- и гигантозернистых амфиболовых габбро-пегматитов. Массив имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму, причудливые очертания и по размерам близок Дзелявожскому. Вмещающими для габбро-пегматитов также являются гранатовые амфиболиты. Взаимоотношения пород не ясны, вероятнее всего амфиболиты прорываются габбро-пегматитами. В пределах массива, так же, как и в Дзелявожском, наблюдается два тела амфиболитов, залегающих на пегматитах. Далее к северо-западу прослеживается полоса перемежающихся гранатовых амфиболитов и габброноритов шириной до 3 – 3,2 км. Тела габброидов имеют дайкоподобную форму и протягиваются с юго-запада на северо-восток на расстояние более чем 4 км при ширине от 0,2 до 1,4 км. Контакты с вмещающими амфиболитами четкие, взаимоотношения не ясны.

Еще северо-западнее прослеживается широкая полоса метаморфических пород, сложенная амфиболитами, хлоритовыми и хлорит-мусковитовыми сланцами. Ширина выхода этих пород составляет 4 км.

Крайняя северо-западная часть блока сложена двумя субпараллельными узкими (0,8 – 1,5 км) полосами глаукофановых сланцев (**gl**), обрамляющих поле амфиболитов и сланцев, и зеленых сланцев по базальтам, которые непосредственно примыкают к зоне ГУН. Первичная при-

рода последних распознается по реликтовым интерсертальным, реже долеритовым структурам, сохранившимся в некоторых образцах.

Наиболее распространенные в пределах Дзеляюского блока амфиболиты и гранатовые амфиболиты имеют средне-крупнозернистую структуру, линейную текстуру и состоят из эпидот-клиноцоизитового агрегата, развивающегося по плагиоклазу, роговой обманки, граната (0–30 об.%). Второстепенные минералы: рутил, титанит, магнетит, апатит. Микроструктура пород нематогранобластовая. Гранат представлен альмандином с 20 % гроссулярового и 10 % пиропового миналов и по составу соответствует гранату эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Породы Дзелявожского массива разнообразны по составу. *Дуниты и гарцбургиты* имеют панидиоморфную, реже келифитовую структуру, массивную текстуру. Обычно они слабо изменены, и только в некоторых разновидностях отмечается значительная серпентинизация и тремолитизация оливина. В разновидностях с келифитовой структурой, последняя обусловлена обрастанием оливина ортопироксеном. Количество ортопироксена не превышает 15 %. Рудный минерал, представленный магнетитом широко распространен в наиболее измененных разновидностях и локализуется вдоль тонких извилистых трещин, а также слагает отдельные мелкие зерна.

Лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты характеризуются келифитовой и структурой, обусловленной наличием кайм ортопироксена вокруг оливина и далее клинопироксен-шпинелевых симплектитов вокруг ортопироксена (рис.3.1). Каймы ортопироксена обычно неширокие (0,2–0,3) мм, в то время как симплектиты слагают основную массу породы. Помимо этого, в породах наблюдаются отдельные зерна клинопироксена и, если он присутствует, плагиоклаза. Оливин представлен слабо серпентинизированными изометричными кристаллами. Ортопироксен определен как En₇₃₋₈₁, а клинопироксен как диопсид (Ged₈₋₂₁₋₂₃). В периферийных частях диопсид замещается актинолитом. Плагиоклаз сосюритизирован и по составу отвечает An₈₆₋₉₂. Шпинель имеет зеленый цвет и представлена плеонастом без примеси хрома.

Вебстериты имеют панидиоморфную равномернозернистую структуру. Размер зерен пироксенов 0,2–1 мм. Клинопироксен несколько преобладает над ортопироксеном, их примерные количественные соотношения 60:40. Породы свежие. Отмечена лишь слабая амфиболитизация пироксенов. В качестве акцессорного минерала присутствует небольшое количество магнетита.

Шпинелевые амфиболсодержащие вебстериты обладают мелкозернистой порфировидной структурой, обусловленной наличием крупных (до 2 мм) идиоморфных

кристаллов ортопироксена, выделяющихся на фоне мелкозернистой (0,2–0,5 мм) основной массы, состоящей из идиоморфных кристаллов клинопироксена, ортопироксена и амфибола, плеохроирующего в светло-коричневых тонах. Количество амфибола 10–12 %. Иногда отмечаются полукаймы клинопироксена вокруг ортопироксена. Участки породы размером от долей до 2 мм сложены клинопироксен-шпинелевыми симплектитам. Количество их невелико и составляет около 5 % объема породы. В интерстициях между пироксенами и амфиболом располагается шпинель и магнетит, образующие часто агрегаты зерен. Размер их 0,1–0,4 мм, количество 10–12 %.

Верлиты характеризуется аллотриоморфнозернистой структурой, слабо серпентинизированы. Текстура пород полосатая, обусловленная наличием оливинных и клинопироксеновых полос шириной до 2–3 мм. Как оливин, так и диопсид представлены ксеноморфными, часто удлиненной формы зернами размером от 0,2 до 1, редко 2 мм. В качестве акцессорного минерала присутствует магнетит.

Пироксеновые горнблендиты имеют панидиоморфную структуру, полосатую текстуру, выраженной в чередовании полос амфиболового и пироксенового составов. Породы не подвержены вторичным изменениям. Кристаллы амфибола и клинопироксена имеют идиоморфные очертания, размер от 2 мм до 2 см. Амфибол представлен отчетливо плеохроирующей в зеленых тонах обыкновенной роговой обманкой. Количество его составляет 60–80 %.

Метагаббропегматиты характеризуются крупно- и гигантозернистой структурой. Размер идиоморфных кристаллов амфибола и плагиоклаза достигает 2–3, реже 5–7 см. Плагиоклаз полностью сосюритизирован, амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой.

В пределах полосы, сложенной метагабброидами, выделяются несколько разновидностей пород. *Габбронориты* являются наиболее распространенными и характеризуются габбровой среднезернистой, равномернозернистой структурой. Орто- и клинопироксены постоянно находятся в реакционных взаимоотношениях, слагая агрегаты зерен в интерстициях между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Иногда отмечается обрастание ортопироксена клинопи-

роксином, но чаще отдельные контактирующие друг с другом кристаллы пироксенов находятся в гломеровидных скоплениях. Ортопироксен обладает отчетливым плеохроизмом в розовых-зеленоватых тонах, что позволяет относить его к железистым разновидностям. Клинопироксен представлен диопсидом. По краям зерен пироксенов иногда развивается амфибол (актинолит), слабо плеохроизующий в зеленоватых тонах. Плаггиоклаз идиоморфен и по составу отвечает анортиту № 90-95.

Изредка по нему развивается клиноцоизит. Породы обычно изменены слабо, но в отдельных случаях наблюдаются интенсивные изменения, выраженные в значительной амфиболизации пироксенов и почти полной сосюритизации плаггиоклаза. Такие разновидности приближаются по своим петрографическим характеристикам к амфиболитам.

Помимо габброноритов в пределах рассматриваемой территории присутствуют *двупироксеновые основные гранулиты*. Эти породы характеризуются линзовидно-полосатой текстурой. Лейкократовые и меланократовые линзы и полосы четко обособлены друг от друга. Лейкократовая часть сложена почти исключительно плаггиоклазом, меланократовая – пироксенами, шпинелью и магнетитом, реже встречается амфибол. Плаггиоклаз образует гипидиоморфные короткопризматические кристаллы размером 0,1- 1 мм и представлен анортитом. Меланократовые линзы и полосы имеют четкое зональное строение. В их центре располагаются вытянутые параллельно полосатости гломеровидные скопления гиперстена. Кристаллы гиперстена имеют размер 0,1-1 мм, идиоморфны и характеризуются отчетливым плеохроизмом в розовато-зеленоватых тонах. Размер таких гломеровидных скоплений (тяжей) различен от 2-3 мм до 1,5 см по длинной оси при ширине 0,5-1,5 мм. Иногда в краевых частях тяжей гиперстена отмечаются гиперстен-магнетитовые симплектиты. Гиперстеновые тяжи обрамлены клинопироксен-магнетитовыми и клинопироксен-шпинелевыми симплектитами. Ширина симплектитовой каймы составляет 0,3-1 мм. В некоторых случаях в пределах этой каймы присутствуют мелкие 0,1-0,3 мм гипидиоморфные кристаллы амфибола, замещающего клинопироксен, однако количество его невелико и составляет первые проценты. Породы в целом имеют свежий облик. Отмечается лишь слабая амфиболизация пироксена и изредка сосюритизация плаггиоклаза.

В северо-западной части Дзеляюского блока широким распространением пользуются орто-, и, возможно, парасланцы. Последние наблюдаются среди амфиболитов и гранатовых амфиболитов и имеют кварц-серицитовый состав. *Ортосланцы* располагаются в западном и северо-западном обрамлении Дзеляюского блока. Эти породы представлены глаукофановыми и хлорит-эпидотовыми сланцами. Глаукофановые сланцы состоят из глаукофана, альбита, эпидота и граната. В некоторых из них отмечается мусковит. В зеленых сланцах наряду с хлоритом и эпидотом присутствуют альбит, редко кварц. Изредка в них отмечается реликтовая офитовая структура.

Химический состав ультрамафитов, в том числе дунитов и гарцбургитов дзеляюского комплекса заметно отличен от пород райизско-войкарского комплекса. Для них характерна более высокая железистость (13 для дунитов и 19 для гарцбургитов), более высокие содержания TiO_2 (0,04 для дунитов и 0,25 для гарцбургитов), Al_2O_3 (1,6-2,4 масс. %), CaO (1-3 масс.%) и суммы щелочей (Na_2O+K_2O – 0,1-0,2 масс. %). Содержания MgO в породах более низкие (до 37-47 масс. % в пересчете на сухой остаток). Отношения Al_2O_3/TiO_2 в дунитах высоки и составляют 45, тогда как для гарцбургитов оно равно 10 (прил. 6.1). Рассматриваемые породы отличаются также характером распределения редкоземельных элементов (прил. 6.2), для которых отмечается достаточно ровный близкий к хондритовому тренд. Изучение состава минералов из лерцолитов показало, что оливин, ортопироксен, клинопироксен и шпинель характеризуются достаточно высокой магнезиальностью (Mg# 0,79, 0,81, 0,82, 0,65 соответственно), а содержание Cr_2O_3 в них не превышает 0,1 – 0,2 мас. %, и обычно находится ниже порога чувствительности анализа. Экспериментальные данные по плавлению лерцолитов [Майсен, Беттчер, 1979] показывают резкое возрастание хромистости и умеренное возрастание магнезиальности этих минералов с ростом температуры. Следовательно, в случае реститовой природы лерцолитов слагающие их минералы должны характеризоваться высокими магнезиальностью и хромистостью, в то время как кумуляты – высокой магнезиальностью и низкой хромистостью. С этой точки зрения данные лерцолиты имеют кумулятивную природу.

Метагабброиды дзеляюского комплекса характеризуются содержаниями SiO_2 от 45 до 55 масс. %, сумма щелочей колеблется от 2 до 5 масс. %. При этом содержания K_2O практически постоянны и составляют 0,2-0,5 масс. %, тогда как содержания Na_2O подвержены большим колебаниям (от 1,5 до 4 масс. %). Содержания TiO_2 0,8-1,8 масс. %, (отношение Al_2O_3/TiO_2 – 10-20), MgO – 5-10 масс. %, CaO – 6-12 масс. % (прил. 6.1).

Концентрации редких элементов в метагабброидах (прил. 6.2) подвержены достаточно широким колебаниям. Наиболее низкие содержания практически всех редких элементов (за исключением стронция, отчасти бария и титана) характерны для пегматоидных, крупнозернистых и некоторых среднезернистых метагабброидов, в которых их концентрации на 1-2 порядка ниже, чем в Н-типе базальтов СОХ. Для ряда среднезернистых разновидностей отмечаются более высокие концентрации редких элементов (в 5-10 раз ниже Н-типа СОХ базальтов), с той же тенденцией относительно повышенных содержаний элементов КИР и пониженных ВЗИ. Повидимому, для всех метагабброидов характерен тантал-ниобиевый минимум (содержания этих элементов обычно находятся ниже порога чувствительности анализа), который отчетливо намечается только в метагабброидах с относительно повышенными концентрациями редких элементов.

По распределению редкоземельных элементов могут быть выделены три группы пород. Пегматоидные и крупнозернистые метагабброиды характеризуются низкими (ниже хондритовых) содержаниями всех редкоземельных элементов. При этом отмечаются относительно повышенные концентрации легких и пониженные тяжелых РЗЭ. Лишь содержания лантана аналогичны или близки к хондритовым, тогда как для элементов остальной части ряда они заметно понижены, а для тяжелых РЗЭ – на порядок и даже более. Отношение La/Yb в этих породах от 10 до 30. Присутствует интенсивная положительная европиевая аномалия. Ко второй группе могут быть отнесены некоторые крупнозернистые и среднезернистые разновидности, для которых сохраняется вышеописанная тенденция распределения, но с заметно меньшей фракционированностью РЗЭ и меньшей положительной европиевой аномалией. Отношение La/Yb в них колеблется в пределах 7-0,8. При этом отмечается совершенно отчетливая закономерность в распределении РЗЭ. Для пород с наинизшим их содержанием (но более высоким, чем в предыдущей группе – в 5-6 раз ниже хондритовых для тяжелых РЗЭ) отношение La/Yb и европиевая аномалия наивысшие. Повышение концентраций РЗЭ до хондритовых и выше (максимум в 2 раза) сопровождается уменьшением отношения La/Yb вплоть до инверсии в распределении РЗЭ и резким уменьшением европиевой аномалии. Наконец третья группа, в которую могут быть включены некоторые среднезернистые разновидности метагабброидов, характеризуется относительно ровными графиками распределения РЗЭ и содержаниями их на порядок выше хондритовых. Среди этих пород, однако, также могут быть выделены разновидности. Первые характеризуются отношением La/Yb около 0,3, вторые – 1-1,8. Отмечается либо слабая положительная, либо слабая отрицательная европиевая аномалия.

Данные особенности в распределении редкоземельных элементов могут быть объяснены с точки зрения кристаллизационной дифференциации. Распределение РЗЭ в крупнозернистых метагабброидах второй группы обусловлено клинопироксен-плагиоклазовым фракционированием, а постепенное уменьшение в этой группе содержания всех РЗЭ и появление прогрессирующей положительной европиевой аномалии – с увеличением роли плагиоклазового фракционирования. Таким образом, эти метагабброиды являются клинопироксен-плагиоклазовыми кумулятами с различными соотношениями кумулюсных плагиоклаза и клинопироксена. Распределение РЗЭ в пегматоидных метагабброидах первой группы четко соответствует таковому в плагиоклазе. Эти породы, очевидно, являются существенно плагиоклазовыми кумулятами. Метагабброиды третьей группы могут рассматриваться как исходные для всей серии магматических пород дзеляюского комплекса базальтовые расплавы или слабо дифференцированные их разновидности. С этим выводом согласуется и характер распределения редкоземельных элементов в глаукофановых и зеленых сланцах, которые, видимо, также являются слабо дифференцированными разновидностями материнских базальтовых расплавов.

Приведенные петрографические и петрогеохимические данные свидетельствуют о сложности и разнообразии процессов, приведших к образованию пестрой ассоциации магматических и метаморфических пород дзеляюского комплекса. Действительно, ультрамафические породы, слагающие Дзелявожский массив, имеют в целом свежий облик. С другой стороны, обрамляющие их метабазиты изменены в условиях гранулитовой, эпидот-амфиболитовой, эклогитовой и глаукофансланцевой фаций метаморфизма, что, очевидно, свидетельствует о неоднократном проявлении процессов метаморфизма.

Среди ультрамафитов выделяется множество разновидностей. Это дуниты и гарцбургиты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты, вебстериты и роговообманковые пироксениты, горнблендиты. Имеющиеся данные свидетельствуют о высоких содержаниях в дунитах и гарцбургитах никеля и хрома (прил. 6.2), что характерно для кумулятивных образований [Петрография

и петрология..., 2001]. Изучение состава минералов из лерцолитов и клинопироксенитов (см. выше) показало, что эти породы также имеют кумулятивную природу.

Особый интерес представляют лерцолиты, характеризующиеся своеобразными келифитовыми структурами (рис. 3.1), определяемыми обрастанием оливина ортопироксеном. Интерстициальное пространство между этими образованиями (и плагиоклазом в плагиоклазовых лерцолитах) занимают клинопироксен-шпинель-магнетитовые симплектиты. Вероятно, это также свидетельствует о кумулятивной природе пород, так как формирование ортопироксеновых кайм вокруг оливина, очевидно, связано с инконгруэнтным характером плавления ортопироксена [Йодер, Тилли, 1965], [Йодер, 1979], [Майсен, Беттчер, 1979]. Образование клинопироксен-шпинель-магнетитовых симплектитов может быть обусловлено фракционной кристаллизацией базальтового или пикритового расплава при постоянном общем составе с участием

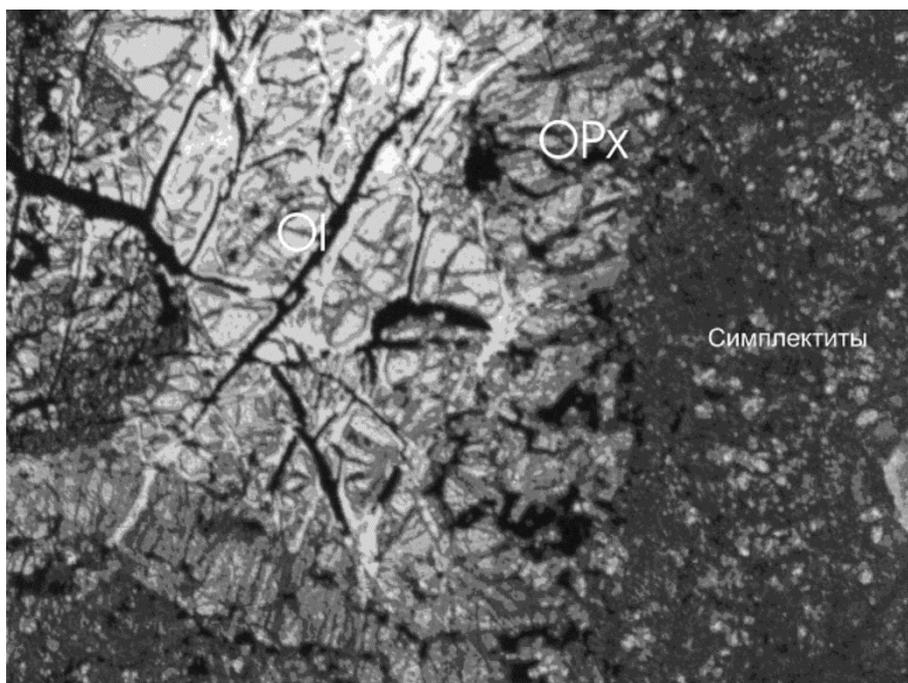


Рис. 1. Келифитовая структура в лерцолитах дзеляюского комплекса.

Ol- оливин, Орх- ортопироксен.

фаз переменной валентности [Osborn, 1959]; [Шинкарев, Иваников, 1983]. При этом, по нашему мнению, симплектиты могли бы сформироваться в результате поздней котектической кристаллизации пироксена и магнезиоферрита, после первичной кристаллизации оливина и ортопироксена. Существуют и другие точки зрения на их происхождение. Так весьма схожие структуры описаны Н. Такахаши [Takahashi, 2001] в плагиоклазовых лерцолитах Хоккайдо. Автор связывает образование симплектитов с небольшой степенью плавления лерцолитов и кристаллизацией этих выплавов на месте в виде небольших линзовидных тел. Однако, шпинель в исследованных лерцолитах имеет высокую хромистость. Это, наряду с иной структурной позицией симплектитов в изученных нами лерцолитах не позволяет говорить о сходном механизме их образования. Клинопироксен-шпинелевые симплектиты описаны также А. Montanini и R. Tribuzio в гранулитах (по оливиновым габброноритам) Северных Апеннин. Здесь дупироксеновые и пироксен-шпинелевые симплектиты располагаются между плагиоклазом и оливином. Авторы полагают, что образование симплектитов связано с реакцией плагиоклаза и оливина в результате преобразований в условиях гранулитовой фации метаморфизма в низах континентальной коры. Примечательно, что изученные нами гранулиты (по габброноритам) также содержат подобные симплектиты, но не содержат оливина. Тем не менее, мы допускаем, что образование симплектитов может быть связано и с регрессивным субсолидным преобразованием пород.

Отмечается постепенное увеличение количества плагиоклаза при переходе от лерцолитов к плагиоклазовым лерцолитам и далее к габброидам и даже плагиоклазитам [Ремизов, 2004]. При этом плагиоклаз нередко слагает прожилки в лерцолитах. Такие структуры весьма схожи со

структурами плагиоклазовых лерцолитов Хоккайдо. На наш взгляд, это свидетельствует о позднем относительно оливина и пироксенов выделении плагиоклаза, что характерно для кристаллизации в водонасыщенных условиях [Йодер, Тилли, 1965]. Альтернативная модель – небольшая степень частичного плавления лерцолитов в условиях относительного водонасыщения. Примечательным также является появление в лерцолитах отдельных зерен роговой обманки, а также наличие небольшого количества горнблендитов магматического облика. Это также свидетельствует о кристаллизации пород в относительно водонасыщенных условиях.

Большую часть Дзеляюского блока составляют различные *амфиболиты*. Их первичная природа распознается достаточно уверенно по сохранившимся габбровым структурам, наблюдаемым макроскопически. История их развития весьма сложна. Возможно, что эти породы, представлявшие собой различные габброиды, первоначально также были преобразованы в условиях гранулитовой фации и затем подверглись перекристаллизации при регрессивном метаморфизме. Однако, если это так, то встает вопрос об источнике воды для их преобразований и о присутствии гранулитов, которые в условиях поступления воды также подверглись бы перекристаллизации. Наиболее вероятным кажется модель образования этих пород из остаточных расплавов, содержащих некоторое количество воды. В согласии с этим находится не только вывод о кристаллизации системы в относительно водонасыщенных условиях, но и наличие габбропегматитов, несомненно, кристаллизовавшихся из водонасыщенных остаточных расплавов. После кристаллизации габброидов регрессивное субсолидусное преобразование привело к формированию из этих пород гранатовых амфиболитов, а при понижении температуры и эпидотовых амфиболитов. Второй этап преобразований связан с прогрессивным высокобарическим и низкотемпературным метаморфизмом глаукофансланцевой и эклогитовой фации. Эти преобразования наложены на амфиболиты [Ремизов, 2004].

Поздневендский возраст комплекса определяется по данным радиологического датирования гранулитов [Remizov, 2004], [Ремизов, 2004]. По единичным зернам циркона получены следующие датировки: 578 ± 11 , 500 и 350 млн. л. Мы интерпретируем их как возраст магматических пород, гранулитовый метаморфизм и высокобарический метаморфизм соответственно.

Исходя из вышеизложенного, нами предлагается одна из вероятных генетических и геодинамических моделей формирования пород дзеляюского комплекса.

Формирование комплекса магматических пород с возрастом 578 млн.л. 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. л. назад. В дальнейшем в период 500 – 350 млн. л. породы подвергались медленному остыванию, и часть из них была преобразована в эпидотовые амфиболиты. По-видимому, датировка в 350 млн. л. 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, Дзеляюский блок представляет собой фрагмент наиболее древней океанической литосферы Палеоуральского океана.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Пожемский комплекс риолитовый ($\lambda_{C_3-O_1P}$). Название по руч. Пожемавис. Автор - И.А.Петрова [Еномян, 1976ф]. На территории листа породы комплекса распространены в Восточнолемвинском пакете 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.

Породы комплекса представлены риолитами и трахириолитами 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, реже стекловатая витрофировая, серицитизирована и состоит из тех же минералов и небольшого количества биотита и стильпномелана. В эндоконтактовых зонах некоторых тел отмечались рибекит и эги-

рин. Вторичные минералы: мелкие зерна эпидота, редкие кристаллы магнетита, волосовидные прожилки новообразованного кварца.

По химизму образования пожемского комплекса являются низкоглиноземистыми и отличаются резким преобладанием K_2O над Na_2O , табл. 1, 2).

Таблица 1

Химический состав риолитов пожемского комплекса (участок Дальний)

№ 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
2110	81,4	0,21	9,29	0,82	0,7	0,013	0,18	0,38	0,089	7,15	<.05	0,36	99,9
198	80,1	0,24	10	1,27	0,7	0,02	0,32	0,35	2,64	4,18	<.05	0,85	100
193/2	79,4	0,24	9,84	2,24	1,12	0,07	0,47	0,35	0,84	5,58	<.05	0,88	99,9

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в риолитах пожемского комплекса (участок Дальний), ppm

№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
2110	19	47,6	5,6	21,9	5,69	1,03	6,14	1,07	6,57	1,24	3,75	0,57	4,12	0,61
198	29,3	65,2	7,9	30,1	7,51	1,03	7,78	1,39	8,79	2	6,32	0,93	5,97	0,89
193/2	31	71,3	8,5	32,1	7,7	1,17	7,18	1,04	6,36	1,43	5,01	0,73	5,23	0,88

По петротипическому району участка Дальний из массивов риолитов пожемского комплекса нами получены конкордантные датировки уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), составляющие $485,8 \pm 9,5$, $500,3 \pm 6,1$ и $475,2 \pm 9,9$ млн. л. (прил. 5), что обосновывает позднекембрийско – раннеордовикский возраст комплекса. В последней пробе (193/2) наряду с основной раннеордовикской датировкой получена вторая конкордантная группа дат 528 ± 12 млн. лет, которая отвечает нижнему кембрии, и вероятно датирует возраст доверхнекембрийского субстрата, за счет плавления которого образовались риолиты пожемского комплекса. Полученные даты хорошо согласуются с геологическими данными, согласно которым риолиты, как правило, прорывают отложения погурейской свиты поздне-го кембрия раннего ордовика.

Оранжевоганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta O_{1-2}ol$). Название по рекам Оранжевоган и Лемва. Отражает латеральный размах развития образований комплекса. Предложено М.А. Масловым [Маслов, 1977ф].

В состав данного комплекса включены долериты и габбродолериты, распространенные в ареалах развития погурейской, кокпельской, грубеинской и харбейшорской свит. Западнее на листе Q-41-XX, в составе комплекса отмечены пикродолериты и расслоенные пикрит-габбродолеритовые тела [Шишкин, 2001, в издании]. Долериты и габбродолериты слагают многочисленные силлы и дайки, среди вулканогенно-осадочных отложений вышеназванных свит. Размеры тел варьируют от 1 до 900 м по мощности и от первых сотен метров до 12 км в длину. В районе водораздела рек Зап. и Вост. Колокольня количество силлов достигает 50% разреза. Многие особенно мощные силы закартированные как единые тела на самом деле часто содержат внутри линзы, прослой и пласты алевролитов и сланцев, а на концах нередко расщепляются на серию самостоятельных тел. Строение тел довольно однородное, наблюдается некоторое увеличение зернистости к центру силлов. 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. В основании мощных силлов обычно наблюдаются зоны ороговикования мощностью до 1-1,5 м. В кровле явных экзоконтактовых изменений не наблюдается. Таким образом, можно предположить, что оранжевоганско-лемвинский комплекс формировался в целом синхронно с отложениями раннего-среднего ордовика.

Также наши наблюдения показывают, что в ряде случаев габбродолериты и долериты слагают относительно мелкие линзообразные тела, представляющие собой вероятно кластолиты меланжа. Данные тела располагаются среди хаотически перемятых и раздробленных метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований, представляющих собой матрикс меланжа. Бесструктурный характер матрикса подчеркивается резко меняющимися, даже в пределах

ограниченных хорошо обнаженных участков, элементами залегания сланцеватости и слоистости, наличием плейчатости, макро- и микроскладчатости различных простираний. Кластолиты, имеющие в плане овальную форму и небольшие размеры (до нескольких км²), выделяются на местности положительными формами рельефа, что обусловлено большей устойчивостью к деформациям интрузивных тел относительно вулканогенно-осадочных образований. Нередко в непосредственном контакте кластолитов и матрикса располагаются стильпномелановые сланцы. Как отмечают Н.Л. Добрецов [Добрецов, 1974], Г.М. Саранчина и Н.Ф. Шинкарев [Саранчина, 1973], такой низкотемпературный минерал как стильпномелан широко распространен в метаморфических сланцах только при относительно повышенных давлениях (зеленосланцевая фация серии Барроу). Эти избыточные давления (относительно давлений при образовании окружающих пород) могли создаваться в результате вращения кластолитов меланжа в процессе его образования. Судя по характеру залегания кластолитов, образующих протяженные (до нескольких км) цепочки, ориентированные согласно с общим структурным планом надвиговых чешуй, сложенных погурейской свитой в верховьях р. Сев. Колокольня, первоначально габбро-долериты и долериты образовывали sill, а также, не исключено, массивные части базальтовых покровов.

Габбродолериты сложены фенокристаллами и лейстами нацело сосюритизированного плагиоклаза (40-45 %), крупными (более 15 мм) ойокристаллами клинопироксена, полностью хлоритизированным стеклом (5-10 %) и характеризуются пойкилоофитовыми, реже гломеропорфирированными среднезернистыми структурами и 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, сосюритом, эпидотом, лейкоксеном и хлоритом.

Роговики представляют собой белые песчаниковидные полосчатые породы с порфиробластовой структурой, гранобластовой, лепидогранобластовой и реликтовой алевритовой структурой основной массы. В минеральном составе преобладают: кварц (90%) + альбит (2-3%) + лейкоксен (1%) + апатит (ед.з.) + рудный (<<1%), а также новообразованные при ороговиковании: эпидот (1-2%) + стильпномелан (3-5%) + амфибол (1-2%).

Химический состав габбродолеритов однообразен (табл. 3). 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 умеренно калиевому 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. 2). По характеру распределения редкоземельных элементов они аналогичны Н-типу СОХ базальтам.

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

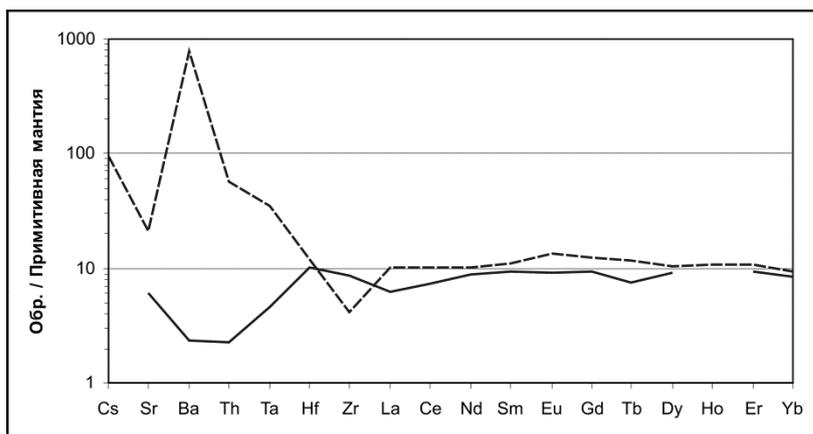


Рис. 2. Характер распределения редких элементов в габбродолеритах орангьюганско-лемвинского комплекса.

Сплошная линия – базальты Y-типа СОХ.

В большинстве своем габбродолериты слабомагнитны в связи с процессами зеленокаменно-го их изменения, но встречаются и магнитные разности (до 2400×10^{-6} ед. СГС).

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

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Райзко-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый (σ - $\nu\sigma O_{1-2rv}$) впервые был выделен Ю.Е. Молдаванцевым [Молдаванцев, 1972] под названием войкаро-сыннинский с раннесилурийским возрастом. С 1988 г. [Корреляция..., 1988] за комплексом закреплено название райзко-войкарский с возрастом O_3-S_1 .

На исследуемой территории ультрамафиты райзко-войкарского комплекса слагают крупный Лаптапайский блок (в составе Войкаро-Сыннинского массива), протягивающийся с юго-запада на северо-восток на расстояние около 100 км от р. Хулги до р. Кокпелы и далее за пределы территории листов. Ширина выходов гипербазитов от 8 км в бассейне р. Чигимхарута и руч. Новысоим до 4 км в бассейне р. Ягидейюган. Считается, что Лаптапайский блок в целом представляет собой аллохтон, надвинутый в западном направлении на метаморфические образования дзеляюского комплекса и «западные габброиды» кэршорского комплекса и в свою очередь перекрытый тектоническими пластинами, сложенными породами кэршорского и собского комплексов [Кузнецов и др., 2000ф], [Ремизов, 2004].

Войкаро-Сыннинский массив имеет длительную историю изучения. В разные годы его исследованием занимались Г.Л. Падалка [Падалка, 1936], Г.П. Софронов [Софронов, 1940]; [Софронов, 1943], С.Г. Беляевских, В.В. Зайков [Беляевских, 1978], А.Э. Граудинь, А.А. Савельев, Г.Н. Савельева, Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак, [Петрология..., 1977], И. С. Чашухин, В. Ю. Алимов, Н. В. Вахрушева [Чашухин и др., 1984], Е.Е. Лазько [Лазько, 1984], С.А. Щербаков [Щербаков, 1990], В.Ю. Алимов, Н.В. Вахрушева, А.В. Уханов и др. [Алимов и др., 1990], А.Б. Макеев [Макеев, 1985], П.М. Кучерина, А.М. Овечкин, Б.В. Перевозчиков, И.И. Попов и другие. 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 [Кучерина, 1991ф]; [Овечкин, 1999ф]; [Савельева, 1987]; [Перевозчиков, 2006ф] и др. позволили выявить детали внутреннего строения и структуры массива.

Гипербазиты райзко-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 на западной части до 8-10 км на востоке.

Ультрамафиты райзко-войкарского комплекса в пределах листа на юго-востоке, юге и западе граничат с породами кэршорского и собского комплексов, а на части северо-западного

контакта, в верховьях р. Ингядей-егарт – с породами дзеляюского комплекса. Контакты гипербазитов с габброидами и ультрамафитами кэршорского, а также с диоритами собского комплексов повсеместно тектонические и трассируются зонами катаклизмов, милонитов и бластомилонитов различной мощности. При этом милонитизация присуща как вмещающим породам, так и гипербазитам, которые в зонах контактов сильно рассланцованы и превращены в серпентиновые сланцы. Однако на территории соседнего листа Q-41-XVI Н.Б. Кузнецовым с соавторами [Кузнецов и др., 2000ф] и нами [Ремизов, Q-41-XI, 2009, в издании] были отмечено прорывание гипербазитов дайками метагабброидов (ручьи Дзеля-Лабогейшор, Лагортаегарт, верховья р. Малая Лагорта). Наиболее сложные взаимоотношения гипербазитов с породами кэршорского комплекса характерны для западного и юго-восточного контактов. В бассейнах руч. Визувшор (правый приток р. Мокрая Сыня) выходы гипербазитов (гарцбургитов и дунитов) имеют северо-западное простирание, обнажаясь у подножья склонов и непосредственно в русле ручья. Выше они сменяются клинопироксенитами и габброидами кэршорского комплекса, по-видимому, тектонически перекрывающими гипербазиты. Юго-восточный контакт и приконтактная зона основного (Лаптапайского) тела гипербазитов с породами кэршорского комплекса имеют сложное строение. В целом характер контакта тектонический с крутым (около 70°) падением на юго-восток. Широко распространены милониты по габброидам и гипербазитам вплоть до образования псевдотахилитов, наблюдаемых иногда в зоне непосредственного контакта пород. На право- и левобережье р. Лаптапай в ряде случаев отмечается мигматизация кэршорских габброидов. В непосредственной близости от контакта в теле гипербазитов наблюдается мощная и протяженная тектоническая пластина, сложенная габброидами и пироксенитами кэршорского комплекса, и залегающая согласно контактовой поверхности. Она непрерывно прослеживается с юго-запада на северо-восток от руч. Иськисоим до правобережья р. Тумболава на расстояние более чем 20 км при мощности от 300–400 м на юго-западе до 1,5–2 км на северо-востоке. В юго-западной части пластина сложена габброидами, сменяющимися клинопироксенитами в бассейне руч. Нумсоим и далее к северо-востоку вновь габброидами. Наличие столь протяженного и непрерывно прослеживающегося тела свидетельствует об отсутствии каких-либо поперечных смещений в теле гипербазитового массива.

На северо-западе гипербазиты райизко-войкарского комплекса граничат с метаморфическими образованиями дзеляюского комплекса и западными габброидами кэршорского комплекса. Контакт здесь также тектонический. Большинство исследователей отмечается юго-восточное падение северо-западного контакта. Тем не менее, в верховье р. Пожемаю нами отмечен крутой (80°) северо-западный контакт гипербазитов и габброидов кэршорского комплекса с падением на северо-запад.

Описываемые тела гипербазитов райизко-войкарского комплекса имеют достаточно простое внутреннее строение. Большая их часть сложена в различной степени серпентинизированными дунитами и серпентинитами. В пределах дунитовых тел отмечаются многочисленные зоны милонитизации, катаклаза и рассланцевания, нередко встречаются серпентиновые сланцы. Падение сланцеватости юго-восточное крутое (50–85°) иногда вертикальное. Помимо дунитов в строении массивов участвуют гарцбургиты и, еще реже, лерцолиты. Точные количественные соотношения дунитов и гарцбургитов оценить весьма сложно из-за достаточно сильной изменчивости пород, составляющей обычно 50–100 %. Однако из 142 изученных нами петрографических шлифов 130 оказались дунитами или серпентинитами и только в 12 образцах отмечен ортопироксен. При этом количество ортопироксена в гарцбургитах, как правило, не превышает 10 %. Учитывая этот факт, а также то, что в общем случае оливин гораздо менее устойчив к вторичным изменениям, чем ортопироксен, представляется, что в пределах Лаптапайского блока преимущественным распространением пользуются дуниты.

В качестве основы для геологической карты Лаптапайского блока нами взяты материалы схематической карты м-ба 1 : 50 000 А.М. Овечкина и Б.В. Печенкина составленной при поисковых работах на хромиты в 1991 г., на которой расчленение гипербазитов для целей поисков хромитов проведено по содержанию дунитовой составляющей. Аналогичная схема принята и в легенде Полярноуральской серии [Легенда, 2009ф]. В результате выделены поля, которые слагают преимущественно *дуниты* ($\sigma_{O_{1-2}rv}$), *дуниты и гарцбургиты нерасчлененные* ($v, \sigma_{O_{1-2}rv}$) с содержанием дунитовой составляющей более 10% и *дуниты и гарцбургиты нерасчлененные* ($v\sigma_{O_{1-2}rv}$) с содержанием дунитовой составляющей менее 10%.

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. 7.3). Количество форстеритового минала составляет 85-89 %. Второстепенным минералом дунитов иногда является энстатит. В качестве акцессорного минерала присутствует небольшое количество хромшпинелида. Составы хромшпинелидов представлен в приложении 7.3.

Гарцбургиты содержат небольшое количество ортопироксена, не превышающее 15-20 %. Обычно же его количество около 10 % и менее, то есть многие породы, по сути, являются пироксенсодержащими дунитами. Гипидиоморфные зерна ортопироксена размером 1-3 мм занимает чаще всего совершенно определенную позицию, располагаясь в интерстициях между крупными (4-8 мм) гипидиоморфными кристаллами оливина и образуя иногда неполные келифитовые коймы вокруг него. Это обуславливает панидиоморфную или аллотриоморфную (с элементами келефитовой) структуру пород. 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 удлиненные 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 высокомагнезиевым разновидностям с количеством форстеритового минала 81-85 % (прил. 7.3). Состав ортопироксена представлен в приложении 7.3. В гарцбургитах в небольших количествах обычно присутствуют хромшпинелиды. Гарцбургиты в различной степени изменены: серпентинизированы, амфиболизированы.

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. 7.4) 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 [Фролова, Бурикова, 1997]. 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 [Шинкарев, 2003].

Содержания редких элементов в гипербазитах райизско-войкарского комплекса (прил. 7.4) низки и часто находятся вблизи и ниже порога чувствительности анализа, что не позволяет анализировать характер их распределения. Содержания редкоземельных элементов также низкие. 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. 3).

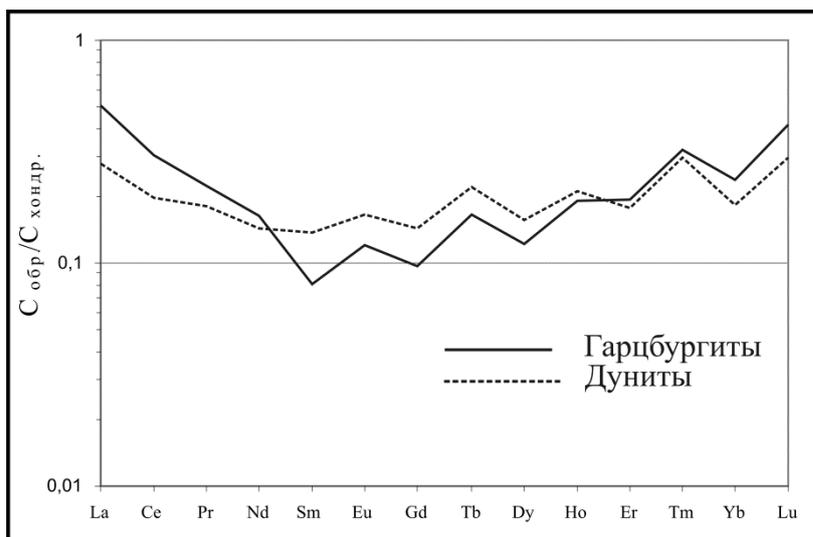


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в гарцбургитах и дунитах райизско-войкарского комплекса.

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 позволяют 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 [Брянчанинова, 2004]. 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+магнетит. Степень серпентинизации пород составляет в среднем около 50 % [Макеев А.Б., 1999], 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 [Johannes, 1969], [Винклер, 1979] 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 [Брянчанинова 2004].

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 составляют 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 [Брянчанинова, 2004] 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, то относительно прогрессивного этапа встает вопрос о процессе, который мог привести к его проявлению. Известно [Боуэн, Таттл, 1950, Kitachara et. al., 1966], 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 после выведения их в верхние горизонты коры. Однако, безводная ассоциация (энстатит+оливин+магнетит) возникает при достаточно высоких температурах (около 900°C). 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. Если это так, то проявление прогрессивного метаморфизма можно считать важным поисковым критерием хромитового оруденения. К проявлению процессов прогрессивного метаморфизма могло привести и погружение гипербазитов, например, в зону субдукции. Однако в этом случае должны наблюдаться обратные соотношения этих типов метаморфизма и регрессивный метаморфизм должен быть наложен на прогрессивный.

Вопрос о возрасте гипербазитов райиско-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, так же очевидно многоэтапных; 3) последний из этих процессов, определивший современный облик райиско-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. Имеется две датировки ультрамафитов райиско-войкарского комплекса. Первая получена Г.Н. Савельевой с соавторами [Савельева, 2007] уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона из хромититов и составляет 600 млн.л. л. Вторая – рений-осмиевым методом [Батанова, 2009] и соответствует 585±6 млн. 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.л. назад, а возможно и ранее. Последние же крупные преобразования, вероятно, происходили в надсубдукционной обстановке в среднем-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 Легенде... [Легенда..., 2009ф] принимается ранне-среднеордовикский возраст райиско-войкарского комплекса.

Кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс (σ - $vO_{2,3}k\delta$). Впервые был выделен Ю.Е. Молдаванцевым [Молдаванцев, 1972] как силурийский. В состав кэршорского комплекса входят полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, плагиоклазовые клинопироксениты, габбро, оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты и однородные габброиды, часто метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Объем кэршорского комплекса трактуется неоднозначно. Обычно в его состав включаются полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, плагиоклазовые клинопироксениты, габбро, оливиновые габбро, троктолиты и анортозиты, располагающиеся обычно непосредственно у контакта с райиско-войкарскими гипербазитами так и однородные габброиды, залегающие к востоку. Н.Б. Кузнецов с соавторами [Кузнецов, 2000ф] относят к кэршорскому комплексу лишь полосчато чередующиеся базиты и гипербазиты, распространенные как в юго-восточном, так и в северо-западном обрамлении гипербазитового массива. Однако габброиды полосчатого комплекса по своим геохимическим характеристикам неотличимы от однородных. Поэтому мы относим к кэршорскому комплексу породы «полосчатого комплекса» и «изотропные» габброиды, распространенные в юго-восточном обрамлении райиско-войкарских гипербазитов. Петротип кэршорского комплекса находится на участке между рр. Труба-Ю и Лагорта-Ю и описан А.А. Савельевым как трубаюская формация.

На территории листов породы кэршорского комплекса полностью слагают Сынинский блок (от р. Тыкотлова до р. Пожемаю) и далее на северо-восток разделяются на две полосы, обрамляющие с северо-запада и юго-востока Лаптопайский блок гипербазитов райиско-войкарского комплекса. Северо-западная полоса имеет ширину от 1 до 4 км и выклинивается в верховьях Игдей-егана. Юго-восточная прерывисто прослеживается до северной рамки листа. Кроме того, к кэршорскому комплексу относятся крупные ксенолиты габбро среди гранитоидов собско-

го комплекса. Наиболее крупные из них закартированы в верховьях р. Лаптапай (более 70 км²) и левобережье р. Ламбееган (14 км²). Они в разной степени гибридизированы и не имеют четких контактов с кварцевыми диоритами.

В пределах Сынинского блока (в бассейнах рек Хулга, Колокольня и Мокрая Сыня) широко развита дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая ассоциация. Далее к северо-востоку кэршорский комплекс представлен преимущественно однородными габброидами.

Сынинский блок на северо-западе граничит с породами дзеляюского комплекса. Контакт повсеместно тектонический. В бассейне рек Пожемаю (восточный контакт) Лаптапай, Игядейган, Кокпела (северо-западный) породы кэршорского комплекса граничат с райизско-войкарскими гипербазитами. Здесь также наблюдаются тектонические контакты. В зоне контактов широко развиты милониты как по габброидам, так и по гипербазитам. Ширина милонитизированных пород различна, но обычно составляет десятки метров. Иногда габброиды превращены в псевдотахилиты. Обычно же в зоне контакта наблюдается сильное расланцевание пород, реже формирование послойных милонитов с очковой текстурой по габброидам и серпентиновых сланцев по гипербазитам. В долине р. Лаптапай в приконтактной зоне шириной 0,5–1 км распространены мигматиты по габброидам (рис. 4). Вдоль контакта в гипербазитах прослеживается тектоническая пластина сложенная габбро и клинопироксенитами кэршорского комплекса. Пластина имеет мощность от 70 м на юго-западе до 800–1000 м в центральной и северо-восточной частях и протягивается непрерывной полосой с юго-запада на северо-восток от руч. Иськисоим до р. Игядей-Юган. Она имеет крутое (70°) юго-восточное падение, согласное с падением кристаллизационной сланцеватости в габброидах и гипербазитах. Юго-восточный контакт с островодужными вулканитами (в крайней южной части листа Q-41-XXI) и гранитоидами собского комплекса (на остальной территории) также тектонический. На контактах отмечается сильное расланцевание и милонитизация пород. Тем не менее, на правобережье р. Мокрая Сыня в коренном залегании нами наблюдались многочисленные прожилки гранитоидов в кэршорских габброидах (рис. 5). Контакты ксенолитов кэршорского комплекса внутри Лагортинско-Кокпельского батолита достаточно условны из-за широко развитых процессов гибридации. Наблюдается весь спектр переходных пород от габбро до кварцевых диоритов.

Наблюдения контактов между дунитами, верлитами, пироксенитами и габброидами кэршорского комплекса в бассейне р. Мокрая Сыня показывает, что здесь контакты имеют субгоризонтальное или слабо наклонное залегание (рис. 6). Таким образом, возникшая во всех породах при тектонических и метаморфических процессах кристаллизационная сланцеватость не всегда характеризует истинное залегание пород.

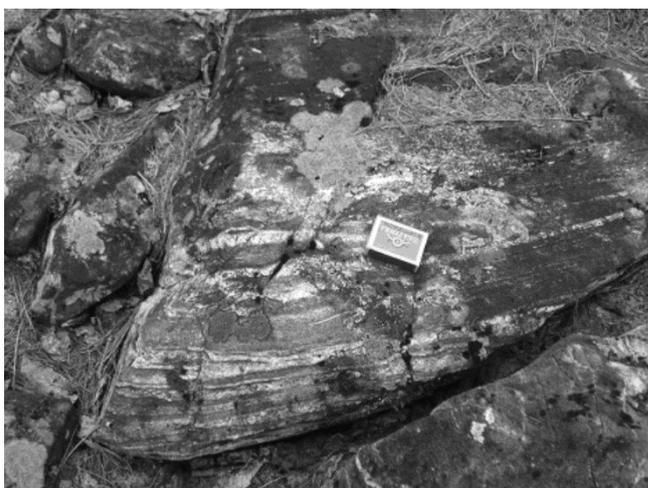


Рис. 4. Мигматиты по габброидам кэршорского комплекса на левобережье р. Лаптапай.

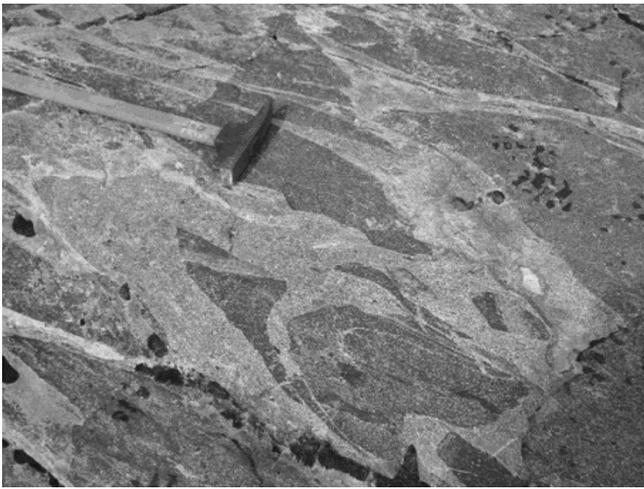


Рис. 5. Прожилки диоритов в метагабброидах кэршорского комплекса на правом берегу р. Мокрая Сыня.

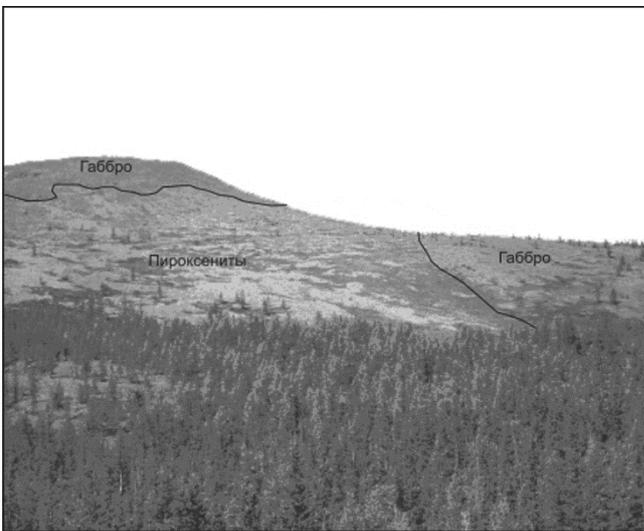


Рис. 6. Характер контакта метагабброидов и пироксенитов кэршорского комплекса в бассейне р. Мокрая Сыня.

Большинство авторов относит переслаивающиеся базиты-ультрабазиты к первой фазе внедрения кэршорского комплекса, а однородные габброиды – ко второй, что не имеет веских оснований.

Дуниты (σ) 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, 60-70%.

Клинопироксениты (ν), *верлиты* ($\nu\sigma$) и их плагиоклазовые разновидности представляют собой мелко-среднезернистые равномернозернистые породы темно-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 особенностью является угнетенное положение оливина относительно клинопироксена. Пироксен слагает относительно крупные (до 2–2,5 мм) идиоморфные кристаллы, в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные зерна оливина, заполняющие межзерновое пространство (рис. 7). Это свидетельствует о том, что, по крайней мере, на определенном этапе становления клинопироксен был первой ликвидусной фазой.

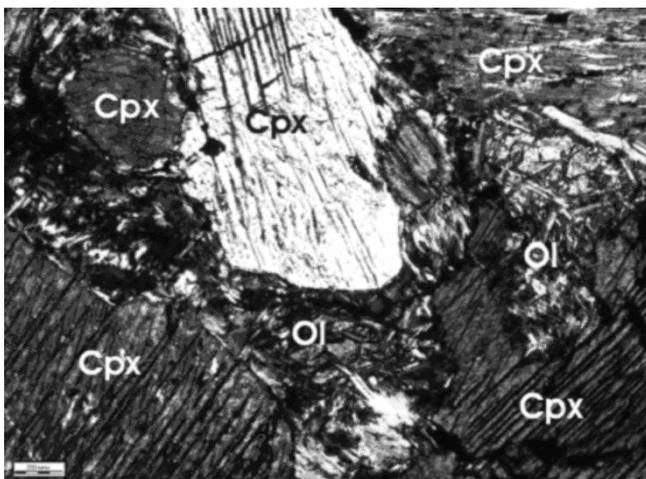


Рис. 7. Характер взаимоотношений оливина и клинопироксена в оливиновом клинопироксените кэршорского комплекса.

Оливин располагается в интерстициях между крупными кристаллами клинопироксена. Ol – оливин, Cpx – клинопироксен.

Однородные габбро (v) 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. 7.5). 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. %. Количество 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. Поэтому нам кажется маловероятной возможность обнаружения масштабного титаномагнетитового оруденения в связи с габброидами кэршорского комплекса.

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 (прил. 7.5, рис. 8). 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 породах. По характеру распределения и концентрациям редкоземельных элементов породы сходны с коматиитами и пикритами (рис. 10), что выражается в обеднении пород легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых и элементов середины ряда. В ряде случаев отмечается положительная европиевая аномалия. На рис. 9 показано распределение редкоземельных элементов в породах кэршорского комплекса, нормированных к гарцбургитам райзско-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.

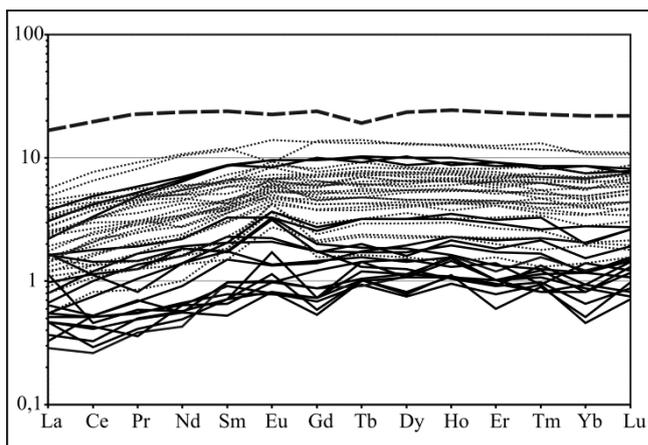


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в породах кэршорского комплекса (нормировано по хондриту [Boynnton, 1984]).

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

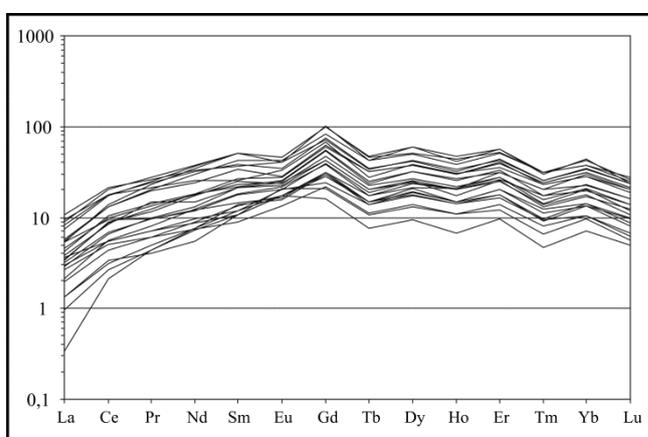


Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов в габброидах кэршорского комплекса, нормированных к гарцбургитам райизско-войкарского комплекса.

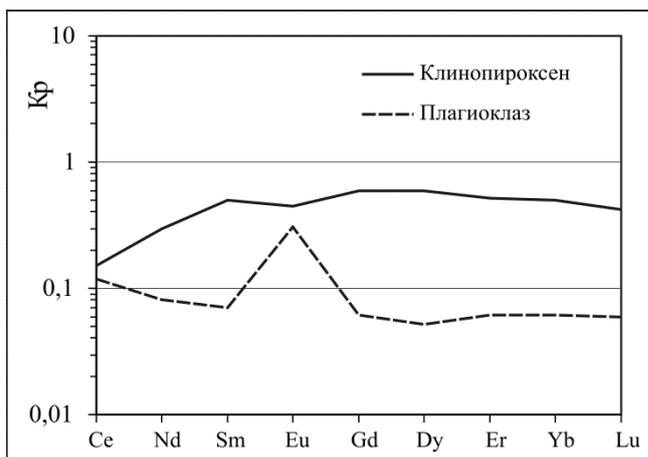


Рис. 10. Коэффициенты разделения РЗЭ для минералов базальтов. По Дж. Арту (1976).

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

Дуниты весьма схожи с дунитами райизско-войкарского комплекса. Единственным отличием является их несколько повышенная железистость (13-18 против 7-8 в райизско-войкарских).

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. Эти особенности, а также очень низкие содержания TiO_2 сближают габброиды с бонинитами. 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 [Савельева, 1987], [Кузнецов, 2000], [Перевозчиков, 2006]. Однако, содержания редкоземельных элементов (и особенно легких) в габброидах слишком малы, чтобы такое предположение было правдоподобным. Помимо этого, габброиды характеризуются широкими вариациями содержаний редких и редкоземельных элементов, тогда как продукты частичного плавления должны минимально различаться по этому параметру. Действительно, согласно уравнению Д. Шоу⁵, 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 [Arth, 1976], а наличие положительной европиевой аномалии – положительной европиевой аномалии в плагиоклазе (рис. 3.10). Можно полагать, таким образом, 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 интрузии. На территории изученных листов дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая ассоциация пород находится в ином (субгоризонтальном) залегании. Это предполагает, что в данном случае на поверхности обнажается не подводящая зона, а нижняя часть слоя расслоенных габброидов океанической коры.

Преимущественно кумулятивная природа габброидов кэршорского комплекса подразумевает невозможность их разделения на отдельные фазы внедрения, как это было принято в первой версии Легенды Полярно-Уральской серии листов [Легенда..., 1998ф].

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. л. (прил. 5), что обосновывает средне-позднеордовикский возраст комплекса.

СИЛУРИЙСКО-ДЕВОНСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ЭКСТРУЗИВНО-ЖЕРЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

⁵ $C_L/C_0 = 1/[D(1-F)+F]$, где C_0 – 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 ($D = \sum_i x_i K_{pi}$, 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.

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования малоуральского базальт-андезитового вулканического комплекса ($q\delta\lambda$, $\alpha\beta$, α , $\tau\alpha$ S_1 - D_2 ти). На территории листов выделяются по наблюдениям в районе Погрымшорских высот, левобережье р. Нелкаеган и бассейне верхнего течения р. Сред. Дзеляю и др.местах.

Субвулканические тела образуют, как правило, мелкие (от первых метров до десятков метров по мощности) рвущие тела среди стратифицированных вулканогенных образований эффузивной фации малоуральского комплекса. Представлены монцодиорит-порфиридами ($q\delta\lambda$), андезибазальтами ($\alpha\beta$), андезитами (α), трахиандезитами ($\tau\alpha$) и их кластолавами. Исключение составляет относительно крупное субвулканическое тело кварцевых монцодиорит-порфиридов ($q\delta\lambda$) в верховьях руч. Скального протяженностью более 2 км, ширина до 350 м.

Дайки андезибазальтов, андезитов, монцодиорит-порфиридов по своим текстурно-структурным особенностям близки к эффузивным аналогам. Отличием является большая массивность пород, более крупнопорфировый облик и более высокая степень раскристаллизации основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном.

Экструзивно-жерловые образования трахиандезитов ($\tau\alpha$) закартированы в верховьях руч. Кевсоим, где они по поданным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [Язева, Бочкарев, 1984] слагают часть крупной аккумулятивной постройки, срезанной разломом, протяженностью 1,8 км при ширине до 400 м. В пределах обнаженной части постройки преобладают гиалокластиты и эксплозивные брекчии трахиандезитов.

Кластолавы трахиандезитов ($\tau\alpha$) наблюдались на левобережье нижнего течения р. Нелкаеган, где они слагают гривы в рельефе среди полей тонкоритмичных толщ туфов, туфопелитов, туфосилицитов нижней части разреза малоуральской свиты. Количество обломков в кластолавах достигает 60-80%, часть обломков остроугольные, часть - с оплавленными каймами. Трахиандезиты имеют порфировую структуру, среди вкрапленников отмечается калиевый полевой шпат. Основная масса крипстокристаллическая или флюидальная.

Дайки трахидацитов (альбитофиров) редки, представляют собой темно-серые порфировые породы с фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены призматическим альбитом.

В ряде случаев показанные на картах предшественников субинтрузивные тела (дайки) оказались поверхностными потоками. Такова, например, «дайка» андезитов (порфировидных диоритов) в разрезе р. Кевсоим, залегающая под углом 20° согласно на туффитах, рифовых известняках и сопровождающем их обломочном шлейфе и венчаемая туфоловами (рис. 11).

Судя по имеющимся описаниям и авторским наблюдениям, субвулканические и экструзивно-жерловые тела малоуральского комплекса, вместе с собственно вулканическими фациями образуют вместе с гранитоидами собского комплекса единую вулканно-плутоническую ассоциацию. Это подтверждается данными изотопного датирования (табл. 4) и нашими химическими и геохимическими данными (рис. 12, прил. 7.6).

В соответствии с Легендой...[Легенда..., 2009ф] возраст комплекса принимается раннесилурийско-среднедевонским.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Собский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый ($v-q\delta-p\gamma D_{1-2s}$). Собский комплекс образует крупный интрузивный массив (Лагортинско-Кокпельский батолит по Р.Г. Язевой и В.В. Бочкареву [Язева, Бочкарев, 1984]) протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона Урала. Вероятно, апофизой последнего является Кевсоимский массив, локализованный среди вулканитов малоуральской свиты в нижнем течении руч. Погрымшор.

Эти, наиболее широко распространенные в Войкарском сегменте Полярноуральской островодужной системы гранитоиды изучались Ю.Е. Молдавцевым, В.Ф. Морковкиной, С.Ф. Соколовым, В.Д. Старковым, Р.Г. Язевой, В.В. Бочкаревым, Д.Н. Ремизовым и другими исследователями и описывались в составе разных комплексов.

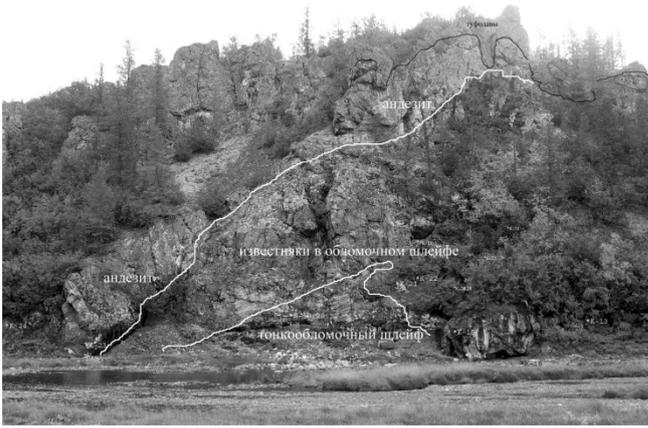


Рис. 11. Андезитовый лавовый поток, перекрывающий биогермные известняки (Ручей Кевсоим, правый борт).

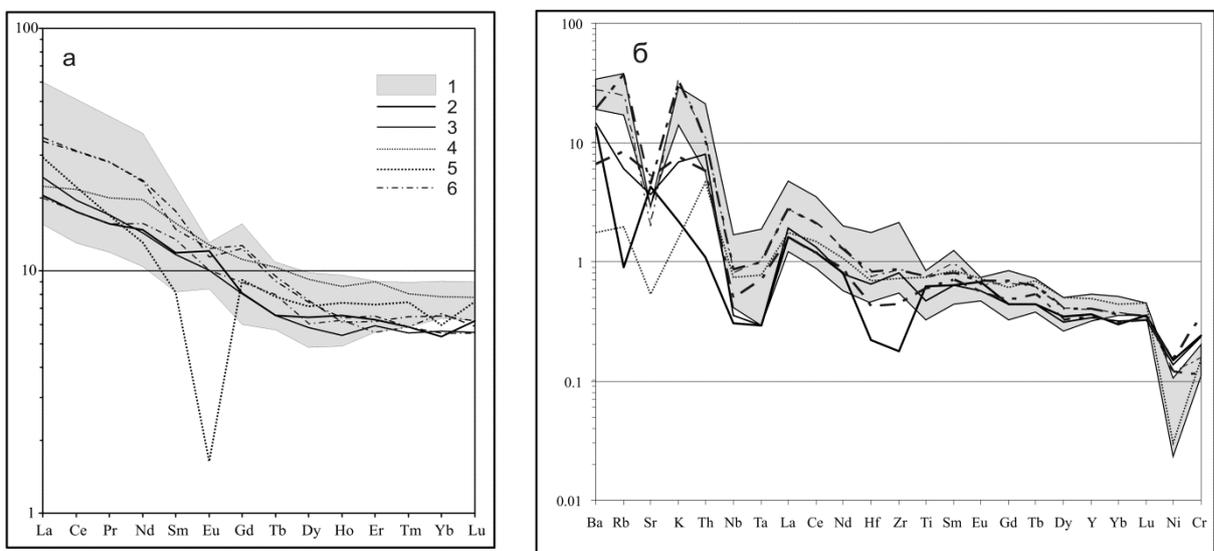


Рис. 12. Распределение РЗЭ и спайдер диаграмма горных пород Малоуральской островной дуги.

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.

В.Ф. Морковкина рассматривала все гранитоиды района как результат воздействия гранитной магмы (ныне – янаслорский комплекс) на габбро-гипербазиты Войкаро-Сынинского массива [Морковкина, 1958], [Морковкина, 1967].

Первоначально кварцевые диориты входили в собский комплекс совместно с плагиомигматитами, которые Ю.Е. Молдаванцев рассматривал как позднеордовикско-силурийские продукты ультраметаморфизма пород габбро-гипербазитовой ассоциации [Молдаванцев, 1960]; [Молдаванцев, 1972]. Он же выделил самостоятельный конгорский монцодиоритовый комплекс, генезис которого является отдельной проблемой.

Детальные исследования, проведенные Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [Язева, Бочкарев, 1984] позволили им разграничить автохтонный плагиомигматитовый комплекс и интрузивный гранодиорит-тоналитовый комплекс в составе Лагортинско-Кокпельского батолита. Интрузивные субщелочные породы оставлены ими в составе конгорского комплекса.

М.А. Маслов [Маслов, 1977ф] и Г.Я. Сабуров [Сабуров, 1984ф] объединяли конгорский комплекс с собским в единый собско-конгорский комплекс. О.А. Кондияйн [Кондияйн, 2001] в составе конгорского выделял две фазы: первая представлена диоритами и габбродиоритами, вторая – гранодиоритами (однако на карте они не были расчленены). Д.Н. Ремизов [Ремизов, 2004] к конгорскому комплексу относил только массивы биотит-кварцсодержащих 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 собского комплекса к автохтонным плагиомигматитам (в нашем понимании – макаррузскому комплексу), 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 маломощным покровом четвертичных делювиальных, пролювиальных, аллювиальных и ледниковых отложений, а также крупноглыбовыми элювиальными развалами и моренными шлейфами. Хорошие обнажения на юге площади расположены в береговых обрывах среднего течения реки Мокрой Сыни и в нижнем течении р. Колокольни, на севере – в нижнем течении рек Тумбалавы и Кокпелы.

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-кварцсодержащие габбронориты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты, ранее объединявшиеся в конгорский комплекс.

Согласно легенды Полярно-Уральской серии габбро и габбронориты выделяются в качестве первой фазы, диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты – второй и мелкие тела и дайки плагиогранитов – третьей фазы собского комплекса.

В масштабе карты на листах Q-41-XXI, XXII картируются гранодиориты, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты, кварцевые монцодиориты и габбронориты, сиениты. Наиболее широко распространены кварцевые диориты и гранодиориты, слагающие основное тело массива к юго-востоку от полосы габброидов кэршорского комплекса. Кварцевые монцодиориты занимают промежуточную позицию между диоритами-гранодиоритами и вулканогенно-осадочными образованиями Малого Урала. Они развиты вдоль контакта Лагортинско-Кокпельского плутона с вулканитами, причем фациальная граница их с кварцевыми диоритами грубо повторяет очертания границы плутона с вулканогенно-осадочной толщей. Кроме того, ими сложен Кевсоимский массив внутри поля малоуральских вулканитов в нижнем течении руч. Погрымшор. Кварц-биотитсодержащие габбронориты располагаются отдельными пятнами внутри полосы монцонитоидов непосредственно у этого контакта. По нашему мнению, монцодиориты и габбронориты – эндоконтактовые фации расплава андезитового (кварцдиоритового) состава, так же как гранодиориты, плагиограниты и граниты – дифференциаты того же расплава. Щелочность и основность приобретаются за счет реакции расплава с метавулканитами рамы (первое) и одновременным удалением дифференциатов (второе). При этом дифференциаты имеют разный состав – в зоне монцодиоритов-габброидов это граниты, а во внутренних частях – гранодиориты-плагиограниты [Ремизов, 1992]; [Ремизов, 2004]. Поэтому приведенное ниже разделение на фазы по возрасту достаточно усовно.

Первая фаза. *Биотит-кварцсодержащие габбро и габбронориты* (vD_{1-2s_1}) - массивные мелко- среднезернистые порфиридные габброиды. Образуют несколько изометричных тел небольшого размера в северной части батолита и крупный массив, сложенный преимущественно габброидами с такситовой структурой на левобережье среднего течения р. Лаптопай. Наиболее хорошо такситовое строение выражено в центральной части массива. К этой же полосе приурочена магнитная аномалия интенсивностью до 1500-2000 нТ. Крупно и гигантозернистые габбро (вплоть до габбро-пегматитов) приурочены к юго-восточной части массива. К ним приурочена магнитная аномалия интенсивностью до 2500-3000 нТ.

По структурным особенностям различаются панидиоморфнозернистые игипидиоморфнозернистые разности местами с сидеронитовыми прорастаниями магнетита.

В сложении пород участвуют плагиоклаз (около 50 %), пироксены (до 30 %), роговая обманка (20 %), биотит (3-5 %), кварц и ортоклаз, присутствуют единичные зерна оливина. Всегда в значительном количестве присутствует магнетит, обуславливающий высокую магнитность пород. Вторичные минералы - актинолит, хлорит и эпидот.

Плагиоклаз 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 плагиоклаза.

Вторая фаза. *Диориты и кварцевые диориты* ($q\delta D_{1-2S_2}$) – 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 (Ap_{45-27}) с переменным количеством кварца, что обуславливает колебания их состава от габбро-диоритов 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 % до 3-5 %, в среднем 2-3 %). Вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот, пренит.

Плагиоклаз образует зональные (от Ap_{75-70} до Ap_{33-28}) идиоморфные кристаллы, имеющие таблитчатый габитус. Промежуточные зоны кристаллов широкие и имеют ритмично-зональное строение (от Ap_{55} до Ap_{45-40}). Незональная кайма этих таблитчатых кристаллов представлена Ap_{33-28} с редкими мирмекитовыми прорастаниями кварца. Мелкие зерна плагиоклаза (до 2,0 мм в диаметре) так же 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 порфирировидные 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 развивается биотит, эпидот, хлорит и актинолит. Пластинки зеленовато-бурого и темно-бурого биотита (от долей см до 0,5x1,0 см) с изъеденными краями в агрегатах подчеркивают гнейсовидность пород совместно с роговой обманкой, по которой отчасти развиваются. В биотит включены мелкие кристаллы циркона.

С возрастом содержания кварца в диоритах появляются ортоклаз-микрпертит 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 плагиогранитоиды варьированной основности.

Габбродиориты ($v\delta D_{1-2S_2}$) выделяются вдоль западных контактов Лагортинско-Кечпельского батолита с габброидами кэршорского комплекса. Их образование связано с

Кварцевые монцодиориты ($\mu\delta D_{1-2S_2}$) крупно-среднезернистые зеленовато-серые с розовым оттенком породы порфирировидного облика. Крупные (0,5 – 1,0 см) идиоморфные кристаллы плагиоклаза (андезина) погружены в более мелкозернистую массу кварца и ортоклаза-микрпертита, частично образующих гранофировые сростания. 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 известково-щелочной серии несколько повышенной щелочности калиевого и кали-натрового 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 субщелочных габброноритах около 3 %, тогда как в монцодиоритах она достигает 7-8 %. Концентрация двуокиси титана в породах комплекса не превышает 1 % (мо-

дальнее значение около 0,5 %), СаО - от 5 до 10 %, реже более, глинозема - варьирует от 13 до 20 % (прил. 7.7).

Кварцевые монцодиориты с обильными мелкозернистыми мафическими ксенолитами контактируют с вулканитами, образуя “переходную” зону пропитки вулканитов гранитоидным материалом. Часто наблюдается скарнирование вмещающих горных пород. С другой стороны, при возрастании содержаний кварца и биотита, кварцевые монцодиориты постепенно переходят в гранодиориты, а при снижении щелочности – в кварцевые диориты. Таким образом, наблюдается отчетливая тенденция к обособлению субщелочных разновидностей горных пород в апикальных частях гипабиссальных массивов в вулканической полосе Малоуральского района, что особенно хорошо иллюстрируется на примере Кевсоимского массива.

Сиениты (D_{1-2S_2}) «Лаптопайского комплекса», выделенного В.Д. Старковым [Старков, 1985] в нижнем течении р. Лаптопай находятся в аналогичной позиции на контакте вулканогенными образованиями малоуральской и дзоля варчатинской свит.

По нашим данным эти горные породы, выделявшиеся ранее в конгорский комплекс (а также в лаптопайский 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. Для этого имеются следующие основания:

- геологические:

а) ни один исследователь не отмечал интрузивных контактов монцонитоидов с диоритами-гранодиоритами собского комплекса; б) в полосе малоуральских вулканогенно-осадочных толщ между руч. Кевсоим и Нелкаеган западная граница распространения субщелочных интрузивных пород почти точно повторяет очертания западной границы распространения этих толщ;

- петрографические: практически все породы данного типа имеют порфириновидное 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 так же плагιοгранитов в удаленных от контакта областях интрузивного тела [Remizov, 1989];

- геохимические: распределение РЗЭ и других индикаторных микроэлементов монцонитоидов полностью соответствуют полю соответствующих параметров диоритов-гранодиоритов собского комплекса (рис. 12, прил. 7.7);

- изотопные: датирование (табл. 5) трех проб габброноритов, габбродиоритов, монцодиоритов из различных точек развития данного комплекса дали их возраст 400 ± 5 , 401.2 ± 5.1 и 404 ± 5 млн. лет соответственно, что отвечает эмскому ярусу раннего девона и полностью укладывается во время существования Малоуральского островодужного пояса.

Таблица 5

Возраст горных пород Малоуральского вулкано-плутонического пояса (собского и малоуральского комплексов) по данным изотопного датирования по единичным зернам цирконов (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ)

№ п/п	№ пробы	Порода	Привязка	Возраст, млн.л.
1	2080/1	Гранодиорит	устье р. Колокольня	411.8 ± 6.3
2	2017	Диорит	р. Бол. Лагорга	404.0 ± 5.9
3	513	Гранодиорит	р. Тянью	394.7 ± 5.8
4	5009/2	Диорит	верховья левого истока руч. Погрымшор	392.1 ± 5.2
5	5011/2	Гранодиорит	верховья среднего истока руч. Погрымшор	403.3 ± 4.0
6	6063/1	Габбродиорит	р. Лагорга-Ю	401.2 ± 5.1
7	8035/1	Монцодиорит	р. Нелкаеган	404 ± 5.0
8	5006/1	Габбронорит	водораздел р. Тумбалава - руч. Погрымшор	400 ± 5.0

9	1122	Андезит	3 Рудная горка	393.9 ±5.7
10	К-5	Андезит	р. Кевсоим	402±9

Согласно Легенде... [Легенда..., 2009ф] принимается представление о том, что габброиды слагают первую (базальтоидную) фазу собского комплекса, что в принципе вполне вероятно, если учесть возможность внедрения (становления магматической камеры) главной диорит-гранодиоритовой (собственно андезитовой) фазы в еще горячую и, возможно, не полностью раскристаллизованную базальтоидную матрицу. Эта позиция подкрепляется наличием обильных порфиroidных автолитов более основного и щелочного состава в диоритах-гранодиоритах массива [Ремизов, 2004].

Третья фаза представлена породами жильной серии - плагиогранитами и гранитами. Жилы плагиогранитов и гранитов секут габброиды и диориты главной интрузивной фазы комплекса. К жильной серии относятся также пегматиты, аплиты, плагиоаптиты и многочисленные жилы и прожилки кварца (от нескольких миллиметров до 0,7 м и редко 10-15 м мощности). 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 натёки продуктов разложения сульфидов.

Плагиограниты (pyc_3) - мелкозернистые массивные лейкократовые породы белого цвета, иногда с розоватым оттенком. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко с элементами мирмекитовой и микропегматоидной. Главные пороодообразующие минералы - кварц и кислый плагиоклаз с подчиненным количеством роговой обманки и биотита. Аксессуарный 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 срастания. 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 гипидиоморфнозернистая, участками микропегматоидная.

Распределение РЗЭ в разновидностях диоритоидов весьма однородно и свидетельствует о полной идентичности геохимических характеристик этих горных пород (рис. 3.12, прил. 6.7). В целом все имеющиеся данные свидетельствуют о формировании комплекса в обстановке островной дуги.

В корреляционных схемах [Корреляция..., 1988] гранитоиды объединялись в собский интрузивный комплекс и рассматривались как средне-позднедевонские. При проведении ГГС-50 и ГДП-50 на листах Q-41-XVI, XVII время становления гранитоидов собского комплекса отнесено к позднему силуру - раннему девону [Кучерина, 1991ф]. При этом часть тел габброидов, залегающих в поле тоналитов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, предложено было рассматривать как ксенолиты пород кэршорского комплекса. Нами Лагортинско-Кокпельский массив рассматривается в качестве промежуточной магматической камеры островодужной андезитовидной вулcano-плутонической ассоциации Малоуральского района.

Возраст гранодиоритов Rb/Sr методом по валовой пробе – 400±10 млн. лет [Прямоносков, 2001]. U/Pb методом по единичным цирконам (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) они датировались возрастом 398 млн. лет [Удoratина и др., 2006]. Наши последние работы уточнили возрастной диапазон формирования собского комплекса: 411.8±6.3 - 392.1±5.2 млн. лет (табл. 3.4, прил. 5), что соответствует раннему девону – низам среднего девона.

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Макаррузский комплекс плагиомигматитовый (pyD_3mr). Апогаббровые плагиомигматиты в данном районе слагают сравнительно небольшие поля вдоль западного контакта Лагортинско-Кокпельского гранитоидного массива с габброидной полосой кэршорского комплекса. На листах Q-41-XXI, XXII апогаббровые амфиболиты и сопровождающие их плагиомигматиты развиты на левобережье р Лаптапай.

Формирование комплекса происходило в результате амфиболитового метаморфизма и частичного плавления базитов кэршорского комплекса. Ранее плагиограниты комплекса либо объединялись с собскими гранитоидами [Молдаванцев, 1960; Ремизов, 2004; и др.], либо выделялись в самостоятельный плагиомигматитовый комплекс [Язева, Бочкарев, 1984]. Название макаррузский предложено нами.

Амфиболиты с полным метаморфическим перерождением исходных базитов пропитаны некартируемыми в данном масштабе мелкими линзами и жилами плагиогранитов. На карте они условно показаны сериями даек. Плагиомигматиты формируют зоны различной интенсивности проявления, от отдельных жил и обособлений неправильной формы в амфиболитах, через собственно мигматиты до теневых мигматитов и плагиогранитоидов с отдельными более меланократовыми шширами, вплоть до полностью однородных крупнозернистых плагиогранитов.

Наиболее широко плагиомигматиты развиты и изучены на листе Q-41-XVII, в бассейне рек Хараматалоу и Макаррузь, где расположена область петротипического развития комплекса. Породы комплекса детально изучались С.Ф. Соболевым, Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [Язева, Бочкарев, 1984]. Общей петрографической особенностью плагиомигматитов является примитивный минеральный состав: плагиоклаз (An_{35-60}) - в виде крупных незональных кристаллов и в составе мелкозернистой кварц-плагиоклазовой массы, голубоватый опалесцирующий высокотемпературный кварц - в форме крупных чечевицевидных выделений, \pm гиперстен \pm роговая обманка. Зональный плагиоклаз (An_{45-65}) наблюдается только в наименее окварцованных габброноритах. Акцессорные минералы: магнетит, апатит и гранат, причем лейкократовые плагиогранитоиды содержат минимальные количества магнетита. В этих породах обнаружен сфен. В мигматитах часто присутствует биотит, а в крайней восточной части области распространения мигматитов – нерешетчатый микроклин с редкими пертитами. Там же спорадически встречаются сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит, галенит и молибденит, а состав акцессорных минералов становится более разнообразным - появляются циркон, ортит, турмалин, флюорит, корунд [Соболев, 1965].

Плагиогранитоиды развиваются в амфиболитовом субстрате. Здесь нередки бескорневые тела плагиогранитоидов, наблюдаются секущие контакты плагиогранитов с вмещающими амфиболитами. Изучая составы амфиболов и плагиоклазов из меланосомы и лейкосомы мигматитов Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [Язева, Бочкарев, 1984] пришли к выводу о двойственной природе лейкосомы – метасоматически-анатектической и инъекционной. В тоже время, для инъекционных плагиогранитоидов также признается анатектическое происхождение.

Геохимия плагиогранитов макаррузского комплекса, не смотря на видимую минеральную и химическую однородность с плагиогранитами собского комплекса, резко отличается от соответствующих параметров прочих гранитоидов района, что не позволяет объединить их в единый генетический ряд, как это предполагалось ранее [Молдаванцев, 1960; Ремизов, 2004]. Наиболее характерными их чертами являются крайняя дифференцированность тяжелых и легких редкоземельных элементов и резкая положительная аномалия Eu. Эти особенности с одной стороны могут наследоваться от субстрата (Eu аномалия, наследуемая от лейкократовых габбро и пироксенитов кэршорского комплекса), а с другой – быть результатом частичного плавления амфиболитов, обусловившего резкую дифференциацию РЗЭ.

Проведенное нами датирование по единичным зернам цирконов U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) из плагиогранитов макаррузского комплекса по образцу (5018/1) из петротипического района (бассейн р. Макаррузь, руч. Покойникшор, лист Q-41-XVIII) дало конкордантную датировку 383 ± 5 млн. лет. (прил. 5). Таким образом, возраст комплекса (формирование плагиомигматитов) датируется поздним девоном (фран). Однако единичность датировки не дает полной уверенности в возрасте комплекса.

Мусюрский комплекс габбродолеритовый (βD_3-C_1m) выделен Ю.Е. Молдаванцевым, который объединил под этим названием дайковые тела долеритов и габбро-долеритов, рвущие 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. Значительное число их присутствует в бассейне р. Сред. Дзеляю среди метаморфитов дзеляюского 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 (и менее 2 см), а пластовых залежей 50-100 м; протяженность значительная - до 2,5-3,0 км и до 14 км. Характер контактов до-

леритов 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 [Кузнецов, 2000ф].

Возраст комплекса согласно Легенды... [Легенда..., 2009ф] условно принят позднедевонско-раннекаменноугольным. Учитывая секущий прямолинейный характер даек вероятен их более поздний раннетриасовый возраст, как это предполагалось П.М. Кучериной [Кучерина, 1991ф].

ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО – РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Погурейский комплекс плагиогранитовый (р₁С₃-Р₁pg) выделен Ю.Е. Молдаванцевым в 1969 году. Он относил гнейсовидные мусковитовые плагиограниты к салаирским интрузиям. В.Ф. Морковкина описывала жильобразные тела кварцевого, кварц-плагиоклазового и плагиоклазового состава как метасоматические образования. Г.Н.Савельева и Х.Т.Шляхова, А.А.Ефимов и Т.А.Потапова предложили рассматривать эти породы как продукты метаморфизма пород подошвы Войкаро-Сыньинского аллохтона, образованные в результате метаморфизма и частичного плавления кислых эффузивов контрастно дифференцированной вулканогенной толщи.

На описываемой территории комплекс представлен двумя относительно крупными телами плагиогранитов и плагиоаплитов, залегающих в зоне ГУН, а также крупным петротипическим Хулгинским массивом плагиогранитов в верховьях р. Хулги. В междуречье Хулги и Погурея (Восточного) плагиограниты прорывают и мигматизируют как образования грубешорской и молдшорской свит, развитых к западу от ГУН, так и габбро-амфиболиты дзеляюского комплекса к востоку от него.

Макроскопически плагиограниты представляют собой среднезернистые породы, с грубо-плитчатой 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-плагиоклазовые пегматоидные обособления, имеющие облик лейкосом за счёт согласной с разгнейсованностью ориентировкой плагиоклаза. Плагиограниты сложены кислым плагиоклазом (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 зёрен. 1-ая 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-ой генерации образует ксеноморфные зёрна, как правило, вытянутые согласно общей гнейсоватости и имеющие взаимные прорастания с кварцем. Размеры зерен альбита 2-ой 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. Чаше кварц и цоизит сохраняются в центральной части зерна граната. Подобные взаимоотношения 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 [Кузнецов, 2000ф].

Плагиограниты центральной части Хулгинского массива характеризуются массивной текстурой, средне-, крупнозернистой структурой, белым 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, распространённого крайне неравномерно. В небольших количествах присутствуют цоизит, амфибол и хлорит, а также биотит. Микроскопически устанавливается резко выраженное порфириформное 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).

Плагиогранитогнейсы и слагают внешнюю зону Хулгинского массива, залегающего среди метавулканитов объединенных моллюдшорской и грубешорской свит, которые, вероятнее всего являются меланжем по палеозойским отложениям пассивной окраины, сгуженным в аккреционной призме. Породы светло-серого вплоть до белого цвета, отчетливо проявлена гнейсовидная текстура. Микроструктура порфирикластовая, деформированные порфирикласты серицитизированного кислого плагиоклаза 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, изометричноксеноморфными зернами кварца и плагиоклаза. Количество цветных минералов составляет не более 10 %. Цветные минералы представлены мусковитом и светло-желтым эпидотом, в акцессорных количествах присутствуют цоизит, амфибол, хлорит, сфен, апатит, циркон и карбонат.

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 плагиогранитогнейсы 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 (мас. %), тогда как содержания калия и кальция остаются более постоянными и находятся в пределах 0,5—1,5 и 0,5—3 мас. % 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 [Кузнецов, 2000ф]; [Легенда..., 2009ф]; [ГГК-1000, 2009].

Формирование комплекса связывается с доходящим до частичного плавления метаморфизмом раннепалеозойских отложений пассивной окраины ВЕК, сгуженных в аккреционной призме при позднепалеозойской коллизии. Полученные нами определения абсолютного возраста

та 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.

МЕТАМОРФИЗМ

Все горные породы описываемой территории подвержены метаморфическим изменениям как минимум пренит-пумпеллеитовой субфации зеленосланцевой фации. На карте показаны преобразования амфиболитовой фации. Они описаны в разделах, посвященных райизско-войкарскому и кэршорскому комплексам, а так же пальникшорской толще.

Региональный метаморфизм проявлен внутри райизско-войкарского комплекса, где при его воздействии сформированы специфические оливин-антигоритовые породы – так называемые «войкариты». Мы связываем проявление этого метаморфизма с воздействием на ранее метаморфизованные в зеленосланцевой фации ультрамафиты бонинитовых (или пикритовых) расплавов, возникших при заложении зоны субдукции (см. выше). Таким образом, его возраст может быть либо позднепротерозойским, либо ранне-среднеордовикским, либо позднесилурийско(?)–раннедевонским. Нужно отметить, что предшествующими исследователями этот тип метаморфизма считался продуктом глубинного дислокационного метаморфизма ультрабазитов, а его проявление связывалось с процессами обдукции офиолитов в ходе позднепалеозойской коллизии.

Региональный метаморфизм дзеляюского комплекса и связанный с формированием погурейского плагиогранитного комплекса описаны выше.

Глаукофановые сланцы здесь впервые были обнаружены В. Ф. Морковкиной. Позднее Н. Л. Добрецов показал, что эпидот-глаукофановые и гранат-глаукофановые с хлормеланитом минеральные парагенезы развиты в полосчатых амфиболитах и гранатовых габброамфиболитах дзеляюского комплекса, распространенных к северо-западу от гипербазитов райизско-войкарского комплекса, а также в палеозойских порфиритоидах и филлитах [Петрология..., 1977]. Были даны петрографические и минералогические характеристики глаукофаносодержащих пород северо-западного ограничения Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива и сделано предположение о допалеозойском возрасте «голубых сланцев». В.И. Ленных, детально рассматривая строение метагабброидов, обрамляющих райизско-войкарские гипербазиты с запада, сделал предположение о их полиметаморфической истории [Вализер, Ленных, 1988]. При этом было показано, что глаукофановые (эпидот-глаукофановые) сланцы самого внешнего фланга метаморфической зоны образованы за счет высокобарических преобразований основных эффузивов и эффузивно-осадочных пород, рассматриваемых как доордовикские образования.

В пределах метаморфического пояса структурное положение пород, несущих минеральные парагенезы разных модификаций глаукофана и натро-кальциевых амфиболов, заметно различается. Зеленые сланцы с гранат-глаукофановым парагенезом и лавсонитом занимают крайнее западное положение и располагаются непосредственно в зоне главного надвига метабазитов на стратифицированные образования палеозоя. Гранат-амфиболовые породы с Na-барруазитом и гранатовые амфиболиты с барруазитом залегают восточнее, а амфиболиты с обыкновенной роговой обманкой — еще ближе к контакту с райизско-войкарскими гипербазитами.

Зоны гранат-глаукофановых и эпидот-глаукофановых сланцев имеют различную мощность и нередко отделены от расположенных восточнее гранатовых амфиболитов и гранат-амфиболовых пород с Na-барруазитом зонами зеленосланцевых диафторитов. В зонах зеленосланцевого диафтореза глаукофан замещается актинолитом (актинолитовой роговой обманкой) и хлоритом.

Высокобарические минеральные ассоциации в метабазитах восточного фланга метаморфического пояса локализуются в отдельных узких полосках. Эти полосы представляют собой зоны бластомилонитов, образованных по апогаббровым и аподиабазовым метаморфитам. Амфиболы в этих зонах характеризуются широким спектром составов (барруазиты, Na-барруазиты, глаукофаны, винциты и др.), благодаря чему амфиболиты, глаукофановые и глаукофаносодержащие породы связаны между собой постепенными переходами.

Высокобарические минеральные парагенезы рассматриваемого метаморфического пояса характеризуются следующими особенностями. Глаукофан распространен в зеленосланцево измененных породах грубешорской свиты в западной части метаморфического пояса и представлен

амфиболом с содержанием кальция до 0,65 форм. ед. По сравнению с глаукофаном из эпидот-глаукофановых сланцев глаукофан гранатовых и гранатсодержащих метаморфитов характеризуется меньшим содержанием кальция. Кроме того, в периферической части зоны глаукофан-сланцевого метаморфизма по метавулканитам грубешорской свиты и метаморфизованным высокоуглеродистым алевро-аргиллитам черногорской толщи, в ассоциации с олигоклазом, хлоритом и эпидотом (с железистостью 25), развивается мелкий игольчатый глаукофан синего цвета ($n_g=1,655$, $n_p=1,634$, $2V_{np}=33$).

Барруазит развит в мелкозернистых гранатовых амфиболитах, в породах, переходных от амфиболитов с обычной роговой обманкой, содержащей 1,46 форм. ед. кальция и 0,59 форм. ед. натрия, к гранат-глаукофановым сланцам. Барруазит нередко замещается с краев глаукофаном, а местами ассоциирует с самостоятельными зернами глаукофана ($n_g=1,656$, $n_p=1,639$, $2V_{np}=43-45$, $c:N_g=8$).

Na-барруазит распространён в апогаббровых амфиболитах, преобразованных в гранат-амфиболовые породы, а так же в породах, содержащих хлормеланит и залегающих в виде линз и будин среди гранат-глаукофановых сланцев. Na-барруазит развивается по роговой обманке, обрастая ее с краёв, до полного замещения. Особенно хорошо это проявлено в пегматоидных жилах, где агрегаты Na-барруазита слагают уплощенные линзовидные обособления и невыдержанные тонкие полоски в основной массе, образованной клиноцоизитом с незначительным количеством реликтового плагиоклаза.

Ассоциирующий с глаукофаном гранат содержит 10-16 % пиропового, 60-67 %, альмандинового 2,2-2,6 %, спессартинового и 17-19 % Са-евого минала. Он отличается от гранатов, сосуществующих с барруазитом и Na-барруазитом, несколько более высоким содержанием пиропового и альмандинового миналов, а так же меньшим содержанием спессартина и Са-компонента. В эпидот-глаукофановых сланцах в незначительных количествах распространён винчит и его натровая разность (Na-винчит).

Эпидот в глаукофановых сланцах образует полоски, чередующиеся с глаукофаном, или концентрируется в виде линзочек и желваков различного размера – от нескольких миллиметров до 10 см. Коэффициент железистости эпидота (Fe^3/Fe^3+Al) изменяется пропорционально коэффициенту железистости (Fe^3/Fe^3+Al) сосуществующего с ним амфибола.

Железистость глаукофанов и натро-кальциевых амфиболов находится в прямой зависимости от железистости пород, но на 3-7 % ниже чем в породе.

В амфиболах (кроме винчитов) содержание натрия практически не зависит от содержания его в породе. Так, при вариациях концентрации натрия в глаукофане и Na-барруазите в пределах 0,5 вес. % содержания этого компонента в породе изменяется в пределах 2,0-3,5 вес. %. В гранатовых и эпидотовых амфиболитах содержание натрия варьирует от 1,50 до 4,72 вес. %, в роговой обманке – от 2,0 до 3,0 вес. %. Для натро-кальциевых амфиболов рассматриваемого метаморфического комплекса устанавливается закономерное увеличение содержания натрия в ряду роговая обманка – барруазит – Na-барруазит – глаукофан. Концентрации кальция в амфиболах комплекса уменьшается от роговых обманок к глаукофанам. Для амфиболов ряда Na-винчит – глаукофан содержание кальция уменьшается от Na-винчита к глаукофану эпидот-глаукофановых сланцев и далее к глаукофану гранат-глаукофановых сланцев. Na-барруазит с высоким содержанием кальция ассоциирует с эпидотом и образуется, вероятно, в связи с диафорезом.

Среди глаукофанов и натро-кальциевых амфиболов комплекса по содержанию Al^{VI} выделяются минералы с его высоким содержанием (часть Na-барруазитов, глаукофаны и Na-винчит) и минералы с низким содержанием Al^{VI} (барруазиты и винциты), при этом содержание Al^{VI} в минералах не зависит от содержания алюминия в породе.

Температуры образования гранат-глаукофановых сланцев, по гранат-амфиболовому геотермометру Л.Л. Перчука, оцениваются в 500-550°C, а гранат-амфиболовых пород с Na-барруазитом и гранатовых амфиболитов с барруазитом - в 610-620°C [Кузнецов, 2000ф].

Таким образом, минеральные парагенезы метаморфического комплекса сформировались при относительно низких температурах и высоких давлениях в зоне ГУН, что дает основание оценивать время метаморфизма концом позднего карбона – ранней пермью.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-41-XXI,XXII относится к двум крупным тектоническим структурам - Уральской складчатой системе, Западно-Сибирской плите, граница между которыми на современном эрозионном срезе проводится по границе платформенного чехла⁶. В «тектоническом разрезе» территории выделяются три структурных этажа: байкальский, каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский, их границей являются региональные угловые и структурные несогласия.

Байкальский структурный этаж представлен в выходах на поверхности к западу от Главного Уральского надвига (ГУН) преимущественно вулканогенными складчатыми образованиями позднего рифея-венда. Традиционно они рассматриваются как продукты внутриконтинентального рифтогенеза [Шишкин, 2001, в издании]. [Иванов, 2001, в издании], однако с учетом северо-западной (тиманской) ориентировки байкалид, интенсивного проявления гранитоидного магматизма в Ляпинской СФЗ не исключен вариант их образования в геодинамической обстановке наложенного вулканоплутонического пояса. На территории листа они представлены только щелочно-базальтоидной формацией (молюдвожская свита). Позднее северо-западный структурный план байкалид 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 Лемвинскому поперечному опусканию. К востоку от ГУН образования предположительно байкальского структурного этажа представлены габброамфиболитами дзеляюсского комплекса, который рассматривается как фрагмент древней океанической коры.

Каледоно-герцинский структурный этаж к западу от ГУН сложен интенсивно дислоцированным позднекембрийско-раннепермскими образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам: окраинно-континентального рифтогенеза (базальт-песчано-конгломератовая, риолитовая и габбро-долеритовая формации), пассивной континентальной окраины (глубоководная шельфовая известняково-алевролитовая формация и формации континентального склона и подножия – терригенная турбидитовая, глинисто-кремнисто-карбонатная и формация терригенного флиша); коллизии (сланцево-карбонатная флишоидная, терригенного флиша и плагиигранитовая). К востоку от линии ГУН каледоно-герцинский структурный этаж представлен северной частью ордовикско-раннесилурийского Войкарского офиолитового пояса (дунит-гарцбургитовая, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формации), формациями энсиматической Малоуральской островной дуги позднего ордовика-раннего силура (юной островной дуги) – базальтовая (спилитовая); развитой островной дуги - базальт-андезитовая и габбродиорит-гранодиоритовая), а так же формациями предположительно коллизионной обстановки (гранитной и конгломератовой).

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж в пределах Западно-Сибирской плиты сложен горизонтально залегающими юрскими и меловыми образованиями чехла Западно-Сибирской плиты (песчано-алевритоглинистая, глинисто-алевритовая, глинисто-песчаниковая формации), сформированных в условиях внутриконтинентальных морских бассейнов.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Уральская складчатая система занимает северо-западную часть территории листа. Западная часть листа относится к Лемвинскому синклинию, входящему в состав Западно-Уральского

⁶ При этом необходимо иметь в виду, что фундаментом Западно-Сибирской плиты являются также образования Уральской складчатой системы.

мегасинклинория, восточная – к Войкарскому синклинорию Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, граница между ними в современной структуре проходит по Главному Уральскому надвигу.

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. В его строении различаются два пакета покровов (структуры первого ранга): Западно-Лемвинский и Восточно-Лемвинский последовательно надвинутых друг на друга (с северо-запада на юго-восток и, соответственно, снизу вверх) [Шишкин, 1989], [Шишкин, 2003]. 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 более древних - допалеозойских образований, рассматриваемые как «безкорневые доуралиды».

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

На территории листа в составе Западно-Лемвинского пакета выделяется Западный покров, в составе Восточно-Лемвинского – Грубеинский, Верхнепарнокско-Воровожский, и Приводораздельный покровы и Игдейганская пластина, круто падающая к востоку.

ЗАПАДНО-ЛЕМВИНСКИЙ ПАКЕТ ПОКРОВОВ

К *Западному покрову* нами отнесена полоса развития образований лемвинского комплекса в бассейне р. Харута, силурийско-девонских - в нижнем течении р. Сев. Колокольня и каменноугольно-пермские образования лемвинского комплекса - в нижнем течении р. Сев. Чигимхарута. В строении покрова участвуют образования качамылькской, харотской, пагинской, няньворгинской, яйюской, воргашорской и кечьпельской 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 (на территории листа Q-41-XX [Шишкин, 2001, в издании]). 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.

ВОСТОЧНО-ЛЕМВИНСКИЙ ПАКЕТ ПОКРОВОВ

Грубеинский покров в целом представляет собой полого-волнистую пластину, которая перекрывает Западный покров. Западная его граница проходит по Грубеинскому надвигу. В строении пластины на территории листа участвуют грубеинская и харбейшорская свиты нерасчлененные, а так же погурейская свита. Ограничивающая чешуи снизу плоскость Грубеинского надвига (шарьяжа) имеет в основной части покрова волнистое субгоризонтальное залегание, вследствие чего в междуречье р. Сев. Харута и руч. Увьявож наблюдается узкое вытянутое на северо-восток эрозионно тектоническое полуокно а котором обнажаются отложения няньворгинской свиты относящейся к Западному покрову.

Верхнепарнокско-Воровожский покров по своему внутреннему строению сходен с Грубеинским покровом, сложен образованиями погурейской, грубеинской и харбейшорской свит нерасчлененных, моллюдмусюрской свиты и бескорневыми доуралидами, представленными моллюдвожской свитой. Западная его граница проходит по Верхнепарнокскому надвигу, который

срезает структуры Грубеинского покрова, плоскость надвига имеет сравнительно крутое залегание (50-60°).

Приводораздельный покров сложен образованиями погурейской, кокпельской, грубеинской, харбейшорской молюдшорской и грубешорской свит, а также риолитами пожемского комплекса, габбро-долеритами орангьюганско-лемвинского 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.

В составе покрова нами выделена Велькыдьюивская синклираль и Мокросыннинская антиклираль. Велькыдьюивская синклираль размером 10х8 км и осевой поверхностью, ориентированной в северо-восточном направлении. Юго-восточное крыло крутое (угол падения 40-80°), северо-западное - более пологое (угол падения 50-60°). В ядре выходят образования грубеинской свиты. На крыльях выходят породы погурейской свиты. Крылья осложнены мелкой складчатостью. Мокросыннинская антиклираль размером 12х8 км с осевой поверхностью, ориентированной в северо-восточном направлении. Юго-восточное крыло пологое (угол падения 10-30°), северо-западное - более крутое (угол падения 30-70°). В ядре выходят образования погурейской свиты. На крыльях выходят породы грубеинской свиты. По рисовке структуры замыкания можно предположить, что она представляет собой лежачую складку первой генерации с полого смятой осевой плоскостью.

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

Формирование структуры Лемвинского аллохтона происходило в три этапа. В течение первого произошло тектоническое расслоение разреза и шарьирование основных покровов с одновременным образованием лежачих 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 взаимоотношениями с подстилающими отложениями яйюской и кечпельской (на западе) свит, участвующих в строении Западного покрова. Время надвигания аллохтона на отложения Елецкой СФЗ определяется концом ранней перми [Шишкин, 1989], [Шишкин, 2003]. 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 закончилось в юрское время [Шишкин, 1989], [Шишкин, 2003].

ВОЙКАРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

В составе Тагило-Магнитогорской мегазоны выделяется Войкарский синклинорий [Милановский, 1996]; [ГГК-1000, 2009]. 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-Хордьюссский террейн) представлена ультрамафитами (дзеляюский комплекс). Средняя - Пайерская сложена ультрабазитами, габбро и долеритами (райизко-войкарский и кэршорский комплекс). Верхняя, восточная - Лагортинская – Лагортинско-Кокпельским батолитом, фрагментом кэршорского комплекса и вулканогенно-осадочными разрезами островодужного комплекса, которые включаются в пластину (войкарская и малоуральская свита).

Хулгинская пластина представляет собой крупный блок (Дзеляюско-Хордьюсский террейн), заключающий фрагмент крупной лежачей складки с гипербазитами одноименного массива в ядре, обрамляющими его габброноритами и фрагментами вулканогенно-осадочного слоя по периферии. С запада террейн окаймлен полосой войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов, сформированных в зоне ГУНа. В отдельных обнажениях удаётся наблюдать замки мелких открытых складок, характеризующихся, в большинстве случаев, субвертикальными шарнирами. Западная граница пластины проходит по Главному Уральскому надвигу.

Пайерская пластина имеет сложную внутреннюю структуру, которая подчеркивается полосчатостью пород, их минеральной линейностью и плоскостными ориентировками минеральных агрегатов, а также наличием зон пластического течения и метаморфических преобразований пород. Взаимоотношения этих структурно-текстурных элементов позволяют реконструировать внутреннее строение пластины и этапность её структурной эволюции.

Среди гарцбургитов райизско-войкарского комплекса местами сохранились реликтовые тела слабо истощенных 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 разобренных ленткулярных шпиров, 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 пироксенитов.

Ориентировки директивных текстур гарцбургитов и пород полосчатого комплекса отчетливо несогласны. Это указывает на формирование последних при сжатии, ориентированном субперпендикулярно к простиранию гарцбургитового тела [Савельева, 1987].

Последующие структурные преобразования офиолитов связаны с синметаморфическими дислокациями. Так, сформировались зоны пластического течения, маркируемые гранатовыми и цоизитовыми габбро-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 габбро-норитам и габбро, формировавшиеся в верхних горизонтах океанической коры без возникновения структур течения и расщепления 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 расщепленных серпентинитов с магнетитом, иногда с сульфидами. Эти дислокационные структуры связаны с проявлением наиболее поздних крупноамплитудных сдвиговых перемещений по границам отдельных блоков. Западная граница пластины проходит по Дзеляюско-Хордьюсскому 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 [Савельева, 1987].

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

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Фундамент Западно-Сибирской плиты на территории листа сложен образованиями ядра Войкарского синклинория, по всей видимости представлен островодужными и коллизионными вулканогенными и вулканогенно-терригенными породами раннего-позднего девона прорванными интрузиями гранитоидов.

Чехол Западно-Сибирской плиты сложен терригенными отложениями юрского и мелового возраста. Нижне- и среднеюрские отложения представлены континентальными песчано-глинистыми породами. Верхнеюрские и нижнемеловые породы сложены аргиллитами и песчаниками (песчано-алеврито-глинистая формация), остальная часть разреза раннемелового возраста сложена лагунными и морскими глинисто-песчаными породами (глинисто-алевритовая формация). Отложения верхнего мела представлены морскими, в меньшей степени континентальными глинистыми и песчаниковыми породами (глинисто-песчаниковая формация). В составе чехла, на основе приведенных вещественных описаний можно выделить три структурных подъяруса.

К *первому подъярису* в пределах листа по условиям картирования отнесены отложения от яныманьинской свиты до северососьвинской свиты вверх включительно.

Второй подъярус объединяет отложения от ханты-мансийской свиты внизу, залегающей с размывом, до уватской свиты возраста включительно.

Третий подъярус объединяет отложения от кузнецовской свиты, залегающей с размывом, до березовской свиты включительно.

По особенностям строения чехла в Западно-Сибирской плите выделяются Шурышкарская мегавпадина, Тильтимский выступ, Саранпаульская моноклираль и Ляпинский мегапрогиб. В их составе выделяются более мелкие структуры: Северо-Приполярная моноклираль, Войкарский структурный мыс и Тильтимская малая котловина.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения на территории листа каледоно-герцинские. Наиболее крупными из них является Главный Уральский и Грубеинский надвиги, а так же Хулгинско-Пятиречьянский разлом. К более мелким относятся Игядейганский, Верхнепарнокский, Приводораздельный и Дзеляюско-Хордьюсский надвиги.

Главный Уральский надвиг является границей образований палеоконтинентального и палеокеанического секторов уралид. По представлениям целого ряда авторов [Зоненшайн, 1990], [Юдин, 1994] и др. он унаследует палеозону Беньофа, падающую на восток. В пределах листа ГУН проводится в подошве Войкарского аллохтона. Во фронтальной части ГУН в одних случаях распространен мощный тектонический серпентинитовый меланж, а так же глаукофановые породы («голубые сланцы»). Зона ГУН расположена между вулканогенно-осадочными породами молдшорско-грубешорской свиты и базит-гипербазитовыми породами плутонических дзеляюского и кэршорского комплексов. В строении тектонитов (полоса на контакте с породами Дзеляю) наблюдается четкая зональность. Западная полоса имеет ширину 400-800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми бластомилонитами, восточная (шириной 1000-2500 м) сложена в западной части апобазальтовыми глаукофанитами, в восточной – апогаббромфиболитовыми глаукофанитами. В пределах всей зоны ГУН развиты линзы скольжения и мелкая складчатость (первые см). В дзеляюском комплексе и молдшорской и грубешорской свитах наблюдается мелкая складчатость.

Грубеинский надвиг падает под углами 30-50° на юго-восток и отделяет Западнолемвинский пакет покровов от Восточнолемвинского.

Игядейганский Верхнепарнокский и Приводораздельный надвиги аналогичны по своей кинематике и трактуются нами как взбросо-надвиги, падающие под углом 30-60° 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 (40-70°) [Шишкин, 1989], [Шишкин, 2003]. 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-Пятречинский разлом представляет собой малоамплитудный взбросо-надвиг, по которому Лагортинская пластина надвинута на Пайерскую. Срыв образовывался в подошве лагортинско-кокпельского комплекса, по принципам механической стратиграфии (между массивными габброидами и хрупкими диоритами).

Необходимо добавить, что внутри Войкарского синклинория 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.

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 метаморфические породы дзеляюского комплекса, слагающего здесь тектоническую пластину в бассейнах рек Хаймаю, Верхняя и Средняя Дзеляю. Дзеляюский гипербазит-метагабброноритовый (метаофиолитовый) комплекс с датировкой 578 ± 11 млн. лет имеет надсубдукционные геохимические параметры [Remizov, 2004; Ремизов, 2004]. С запада эта пластина обрамлена комплексом горных пород пальникшорской толщи предположительно позднерифейско-вендского возраста. 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 [Петрология..., 1977].

С востока к дзеляюскому комплексу примыкают ультрамафиты Войкаро-Сынинского массива, представляющие собой фрагмент верхней мантии. Как показано в главе 3, 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 [Пейве, 1969], а так же – их закрытия [Юдин, 1994; и др.]. Последние датировки гипербазитовых комплексов Полярного Урала близки к 600 млн. лет [Батанова, 2009]. 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. Правая Пайера (лист Q-41-XVII). Образование хромитов современные исследователи связывают с просачиванием бонинитовых или пикритовых расплавов сквозь надсубдукционный мантийный клин (см. гл. 3), а формирование бонинитов в современных островных дугах происходило только на начальных стадиях заложения энсиматических дуг. Таким образом, если это положение верно, то на период с позднего венда здесь существовала энсиматическая (внутриокеаническая) островная дуга, из чего со всей очевидностью следует наличие 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 свиты на листе Q-41-XVI и в западном обрамлении Дзеляюской пластины. 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 [Самыгин, 2000; Самыгин, 2003; Ремизов, 2004]. Здесь, однако, тоже не все очевидно. В составе молюдовжской свиты (гл. 2) присутствуют базальты с геохимическими характеристиками, близкими к нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), что вынуждает предполагать здесь наличие так же и океанического пространства в позднем рифее-венде.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Следующий этап преобразования ультрамафитов относится к внедрению пикритовых или бонинитовых (?) расплавов на рубеже 450 млн. лет (поздний ордовик), рститы которых сформировали «полосчатый комплекс» и габброиды кэршорского комплекса в восточном обрамле-

нии ультрамафитов (см. гл. 3). 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 [ГГК-1000, 2009] можно предположить, что это событие произошло по последнему сценарию.

Рассмотренные варианты основаны на констатации реститовой природы кэршорского комплекса. Однако есть вариант, связывающий образование кэршорского комплекса с заклиниванием зоны субдукции при поддвижении в нее островодужного террейна или океанического плато (Дзеляю) с образованием пассивного астеносферного окна [Хаин, 2004; Ремизов, 2004]. Данная модель строилась на представлениях о низкоэнергетическом котектическом базальтовом расплаве, неспособном на большие перемещения и выплавившимся из мантийного субстрата *in situ* [Ремизов, 2004] (плутонические габброиды по Г.Б. Ферштатеру [Ферштатер, 1987]). 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 [Прямоносков, 2007ф; ГГК-1000, 2009; и др.]. Однако, на картируемом плане, так же как и во всем Таньюско-Тыкотловском районе данные образования отсутствуют. Согласно Легенде... [Легенда..., 2009ф] к позднеордовикско-раннесилурийским образованиям отнесена войкарская свита пиллоу-лав, однако не исключено, что вероятнее всего это раннедевонские, максимум – позднесилурийско-раннедевонские отложения. Формации более ранних этапов развития безусловно присутствовали и на широте Таньюско-Тыкотловского района, но они, очевидно, тектонически перекрыты комплексами ранне-среднедевонской островной дуги, которые здесь сохранились в виде тонкой (250-350 м) полого залегающей пластины «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 вулканно-плутонический пояс зрелой островной дуги, заложенной, по видимому, на фундаменте более ранней энсиматической ордовикско-раннесилурийской дуги, формации которой, как сказано выше, в районе отсутствуют.

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 [Язева, Бочкарев, 1984]. На кальдерном рельефе в мелководных морских условиях формируются несортированные слабо окатанные конгломераты дзоля-варчатинской свиты. В них обнаружена галька амфиболизированных габбро, серпентинитов и верлитов [Язева, Бочкарев, 1984; со ссылкой на устные сообщения предшественников], 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-гранитовый янаслорский (на листах не картируется) и плагиомигматитовый макарузский. Первый, вероятно, представляет собой остаточный расплав остывающего девонского островодужного очага, а второй формируется в условиях глубинных надвигов, преимущественно на контактах крупных однородных габброидных и гранитоидных пластин.

ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

К западу от ГУН в этот отрезок времени существует бассейн океанического типа и с позднего кембрия вдоль восточной окраины ВЕК начинается формирование пассивной окраины либо Уральского палеоокеана [Юдин, 1994; и др.], либо окраинного моря [ГГК-1000, 2009], осадки которой в последствии дали формации Западной СФЗ Урала. Формирование пассивной окраины начинается процессами позднекембрийско-раннеордовикского рифтогенеза, зафиксирован-

ного в отложениях погурейской свиты в виде контрастного риолит-базальтового магматизма при преобладании излияний базальтов. Одновременно происходило внедрение габбро-долеритовых силлов орангьюганско-лемвинского комплекса.

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 зеленоцветных терригенных осадков харбейшорской свиты. Начиная со среднего ордовика весь восточный край ВЕК развивается как типичная пассивная окраина. На листе Q-41-XXI представлены формации нижней части континентального склона и подножия этой окраины. В течение среднего – позднего ордовика на склоне накапливаются турбидиты харбейшорской свиты. В пределах континентального подножия в этот период формируются кремнисто-вулканогенные образования молдшорской и грубешорской свит.

С конца позднего ордовика на континентальном склоне отлагаются известняково-черносланцевые осадки харотской свиты. В пределах подножия продолжается формирование кремнисто-вулканогенных образований грубешорской свиты.

Вплоть до раннего карбона (турне) формации района представлены глубоководными ленточными силицитами и яшмоидами няньворгинской свиты. В пределах континентального подножия продолжается накопление преимущественно туфогенно-кремнистых образований в составе грубешорской свиты. С восточной стороны 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 [ГГК-1000, 2009].

На рубеже карбона и перми по мере поддвижения пассивной окраины ВЕК в зону субдукции Уральский палеоокеан (задуговый бассейн) вырождается в сутуру Главного Уральского надвига, в подошве которого формируется серпентинитовый меланж, а формации аккреционной призмы преобразуются в узкую зону глаукофановых сланцев (преимущественно вдоль западного обрамления Дзеляюской пластины). По-видимому, чуть позже, но в ходе того же процесса происходила плагиомигматизация и частичное плавление пород аккреционной призмы с образованием плагиогранитов погурейского комплекса. Начинает формироваться Предуральский прогиб, в восточной, наиболее глубоководной части которого накапливаются флишюиды 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 СФЗ в пределах рассматриваемой территории формируются тектонические покровы и сложно счешуенные шарьяжи, сложенные формациями пассивной окраины ВЕК и, отчасти, ее допалеозойского основания, и сгруженные в ходе субдукции в аккреционной призме. В Войкарской СФЗ 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 гранитоидами собского и макаррузского комплексов; пиллоу-лавы войкарской свиты были надвинуты на гранитоиды, а вулканогенно-осадочные образования малоуральской свиты и молассоиды дзоля-варчатинской – на войкарскую свиту и, в отдельных местах (р. Нелкаеган) – на габброиды и апогаббровые амфиболиты кэршорского комплекса. Однако в некоторых местах (лист Q-41-XVI, р. Тянью, район 3 Рудной горки) интрузивный контакт гранитоидов с малоуральской свитой не был затронут крупномасштабными тектоническими движениями.

К концу позднего триаса - началу юры в данном районе Уральская мобильная область завершила свое существование и вошла в состав Евразийского континента. Горная страна была денудирована. В триасе на территории листа формировались коры выветривания, а в позднем триасе начинается терригенное осадконакопление. В течение мезозоя и кайнозоя на основной

части Западно-Сибирской плиты происходило формирование осадочного чехла в терригенных и мелководно-морских условиях. Терригенный угленосный режим в ранней-средней юре сменяется мелководным морским – формируется мелководный эпиконтинентальный бассейн, отложения которого впоследствии образуют чехол Западно-Сибирской плиты. В течение юры бассейн был весьма неглубок и несколько раз практически осушался, о чем свидетельствует наличие конгломератов в разрезе.

Песчанисто-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 листа характеризуется постепенным, по-видимому, полностью компенсированным прогибанием с редкими остановками в течение раннего мела. В континентальной северо-западной части территории тогда же формировались коры выветривания. В позднемеловое время бассейн углубляется и соединяется с эпиконтинентальным морем, покрывавшем Восточно-Европейскую платформу [ГТК-1000, 2009].

Новейшие неотектонические поднятия с формированием горной страны и коррелятных осадков начались скорее всего с миоцена. Вероятно, в олигоцене формируется предгорный педи-плен, на выровненной поверхности которого развиваются коры каолинитовые и гидрослюдистые коры выветривания.

В плиоцене и эоплейстоцене Западно-Сибирская часть листа неоднократно охватывалась бореальными морскими трансгрессиями.

В неоплейстоцене территория листа 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 на северо-востоке листа и представлена фрагментом зоны Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины (I).

Полярный Урал в пределах листа включает в себя три зоны: зону западных предгорий (II), кряжа (III) (среднегорные массивы субальпийского типа и отпрепарированными фрагментами пенеполенов) и зону восточных предгорий (IV).

Западно Сибирская равнина (V) 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 с отметками от 100 до 250 м. Максимальные отметки до 310 м (водораздел рр Сев. Колокольня и Няньворгавож). Ближе к предгорьям равнина цокольная, на водоразделах и в каньонах рек здесь выходят на поверхность коренные пермские отложения.

Зона западных предгорий (II) распространена на северо-западе территории, где протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль зоны кряжа полосой до 20 км ширины. Представляет собой отпрепарированный педилен олигоценного возраста, частично, перекрытый выветренными моренами горно-долинного Ханмейского оледенения. Располагается на абсолютных отметках 250-600 м. Максимальные отметки приурочены к фрагментам остаточных горных массивов, в частности - г Хальмерпе-652 м (ГГК-200, 1981). Большинство рек в полосе предгорий имеет каньонобразные врезы. Глубина эрозионного расчленения достигает 80-100 м в низких и до 100-250 м в высоких предгорьях

Зона кряжа (III) 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 абсолютная отметка 1365 м (г. Магнитная), расположена в западной части территории, в районе оз Пожематы, а минимальные составляют 200-350 м в днищах троговых долин. Облик рельефа этой зоны определяется сочетанием денудационных выровненных поверхностей (которые рассматриваются в качестве реликтов мезозойского пенеполена, 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. Верховьях р Хулга на территорию выходит фрагмент Верхнехулгинской эрозионно-структурной депрессии, основная часть которой расположена к западу от границы листа. Депрессия ориентирована в северо-восточном направлении. На территории ширина фрагмента до 3, протяженность - до 8 км. Днище находится на уровне предгорий (около 300 м абс.).

Зона восточных предгорий (IV) протягивается с юго-запада на северо-восток полосой шириной до 15 км вдоль кряжа. Также представляет собой отпрепарированный педилен олигоценного возраста, частично, перекрытый выветренными моренами горно-долинного Ханмейского оледенения и остатками среднеплейстоценовых ледниковых образований. Включает две подзо-

ны: Лагортинскую денудационно-аккумулятивную депрессию (IVa) и холмисто-увалистую возвышенность Малого Урала (IVб).

Лагортинская денудационно-аккумулятивная депрессия приурочена к зоне кряжа с юго-востока в виде полосы шириной до 5 км, постепенно выклиниваясь с севера на юг, 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 залегает на абсолютных отметках 200-300 м, максимальная высота - 446 м на водоразделе р.р. Верх. и Ср. Дзелаю на юго - западе территории. Представлена холмисто-увалистыми денудационными останцами отпрепарированного педиплена с понижениями, выполненными холмисто-моренными поверхностями среднечетвертичного оледенения, переработанными на поверхности склоновыми процессами. Относительные превышения составляют 100-250 м.

Западно-Сибирская аккумулятивная равнина (V) на территории залегает на абсолютных отметках 50-150 м, минимальные 14-15 м в долине р. Войкар, у восточной границы листа. Развита преимущественно холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф основной самаровско-тазовской морены в который вложены выложенные поверхности террас разного уровня.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ РЕЛЬЕФА

В пределах территории выделены две крупные категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф.

Выработанный рельеф.

Эта генетическая категория включает структурно-денудационные формы рельефа, возникшие под действием процессов экзоморфогенеза на древнюю геологическую структуру, и денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации и др.

Структурно-денудационный рельеф (А)

Склоны горных хребтов и массивов мезозойско-неогенового возраста (1) формируют структурно-денудационный уступ, отделяющий зону кряжа от зон предгорий и предгорья от Западно-Сибирской равнины. Наиболее четко прослеживается вдоль юго-восточной границы кряжа, на северо-западной границе фрагментирован многочисленными врезами речных долин.

Сформирован уступ в мезозое-неогене, превышение бровки уступа относительно зоны предгорий до 300 м. Крутизна склона 15-45°. Перекрыт шлейфом обвальнo-осыпных, солифлюкционных, реже - делювиальных образований. Отмечаются многочисленные "каменные реки" (курумы), присутствуют нагорные террасы. Наблюдаются многочисленные останцы устойчивых к выветриванию горных пород.

Денудационный рельеф (Б)

Включает эрозионные склоны современных речных долин (2), экзарационные поверхности троговых долин и каров среднечетвертично-голоценовых оледенений (3), денудационную равнину, сформированную на супесчано-глинистых отложениях плиоцена-эоплейстоцена (4), денудационные склоны олигоцен-миоценового возраста (5), поверхность отпрепарированного цокольного педиплена олигоценного возраста (6), а также фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенепплены), созданные процессами комплексной денудации. Среди последних выделяются: реликты цокольного пенепплена поздне-мезозойско-палеогенового возраста (7) и фрагменты цокольного пенепплена ранне-мезозойского возраста (8).

Эрозионные склоны современных речных долин (2) развиты в зоне кряжа, преимущественно в его осевой части, где повсеместно врезаны в более древний денудационный и аккумулятивный рельеф. Это, в основном, крутые (20-30°) или средней крутизны (5-20°) вогнутые, прямые, реже выпуклые поверхности, изрезанные мелкими эрозионными бороздами и, как правило, покрытые элювиально-делювиальным, коллювиально-десерпционным или делювиально-солифлюкционным чехлом. Нередко они являются результатом преобразования существовавших трогов с формированием речных долин V-образного профиля. В предгорьях, особенно западных эрозионные склоны иногда имеют каньонообразный характер с глубиной вреза до 25-30 м на северо - западе и до 10 м на юго-востоке (ГГК-200, 1981). Как правило, эрозионные участки долин приурочены к полосе структурно-денудационных уступов гор и предгорий и, вероятно, свидетельствуют о достаточно интенсивном воздымании осевой части Полярного Урала в позднем плейстоцене.

Экзарационные поверхности троговых долин и каров среднелепистоцен-голоценового возраста нерасчлененные (3) повсеместно развиты в зоне кряжа. В масштабе схемы выработанные экзарационные поверхности среднелепистоценового, ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается хорошо выраженная ярусность, а во взаимоотношении друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит полярноуральским и голоценовым карам, где формирует среднегорный рельеф альпийского типа. Отметки их днщ располагаются в пределах 700-900 м абс, а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (до 1000 м абс). Глубина вреза трогов от 300 м (верховья р Чигим-Харута сев.) до 700 м (верховья р Колокольня южн.) (ГГК-200, 1981). Полярноуральские трог часто наследуют ранее выработанные трог ханмейского оледенения, наследующих, в свою очередь, более ранние формы ледникового выпихивания. Развиты по всем основным водотокам осевой зоны кряжа. Упленные днща 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 днщем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары.

Денудационная равнина (4) расположена на юге территории. Сформирована на супесчано-суглинистых отложениях раннего плиоцена - эоплейстоцена. Ее абсолютные отметки плавно повышаются от 100-172 м. Представляет собой увалистую плосковершинную поверхность. Склоны увалов пологие, с мягкими очертаниями, осложнены мелкими эрозионными бороздами, солифлюкционными террасами и валами. Водораздельные поверхности часто заболочены, изобилуют гляцио- и термокарстовыми воронками и озерами, торфяными буграми, широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Начало ее формирования определяется завершением шайтанской стадии оледенения в раннем плейстоцене.

Денудационные склоны олигоцен-миоценового возраста (5) развиты между основными ярусами рельефа зоны кряжа и представлены разновысотными крутыми и средней крутизны денудационными склонами, покрытыми коллювиально-десерпционными и делювиально-десерпционными образованиями верхнелепистоцен-голоценового возраста. Крутизна склонов в значительной степени зависит от устойчивости пород субстрата. В крутых частях склоны часто осложнены обвально-осыпными формами и курумами. Формирование склонов началось одновременно с поверхностью олигоценного педиплена и продолжилось в миоцене.

Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (6) представляет собой выровненные участки, оглаженные плейстоценовыми ледниками и выступающими из-под чехла среднелепистоценовых ледниковых образований. В виде уплощенных водоразделов и прилегающих к ним пологих склонов эта поверхность протягивается полосой шириной до 10-12 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 450 м – в восточных. На поверхности и склонах широко развиты элювиальные и склоновые развалы обломков коренных пород, иногда с незначительным покровом ледниковых и субаэральных покровов. На всей территории широко развиты эрратические валуны, указывающие на направление движения льда с севера и северо-запада на юго-восток. Поверхность рассечена пологосклонными эрозионно-экзарационными долинами с глубиной вреза 100-150 м и склонами до 15°. Олигоценный возраст поверхности выравнивания определяется на основании хорошей сопоставимости этого геоморфологического яруса с олигоценной поверхностью Среднего и Южного Предуралья и сохранившимся фрагментам кор выветривания [Сигов, 1968], [Сигов, 1981].

Реликты цокольного пенеппена позднемезозойского-палеогенового возраста (7) 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 [Сигов, 1968], [Сигов, 1981].

Реликты цокольного пенеппена раннемезозойского возраста (8) представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов зоны кряжа с абсолютными отметками от 800 до 1300 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 пенеплена иногда отделены крутыми денудационными уступами. На вершинных поверхностях повсеместно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные среднелепистоценовые образования. Часто присутствуют останцы устойчивых к выветриванию коренных пород. По сопоставлению с соседними территориями время формирования поверхности принимается раннемезозойским [Сигов, 1968], [Сигов, 1981], [Новакова, 1992ф].

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 позднелепистоценового возраста (9) 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 среднечетвертичных ледников и продолжается в настоящее время.

Флювиальная поверхность пойм и первой-второй надпойменных террас нерасчлененная (10). Развита вдоль долин всех водотоков, достигая максимальной ширины (до 0,5 км) на крупных реках Западно-Сибирской равнины (Нелкаган – на севере, бассейн Сыни – на востоке). Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, которым отвечают 2 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.

В пределах Русской и Западно-сибирской равнин высота поймы до 3 метров, вверх по течению, в предгорьях и зоне кряжа высота ее постепенно снижается до первых десятков см.

Возраст устанавливается в соответствии с возрастом слагающих их отложений.

Аллювиально-озерная поверхность четвертой надпойменной террасы (11) развита на востоке территории в пределах Западно-Сибирской равнины и связана с влиянием на эту территорию долины р. Обь. Особенно широко развита в низовьях рр Сыня и Войкар, где представлена в виде широких (до 15 километров) уплощенных поверхностей на абсолютных отметках около 55-90 м. Высота до 25 м над урезом воды. Интенсивно переработана мерзлотными процессами, часто заболочена.

Возраст устанавливается в соответствии с возрастом слагающих ее отложений.

Поверхность ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров (12) развита по периферии одноименных морен в зонах предгорий и в пределах Лагортинской депрессии. 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 долинах рек восточных предгорий занимает уровень 3 надпойменной террасы.

Поверхность морен ханмейского и полярноуральского оледенений нерасчлененная (13) развита в зонах кряжа, предгорий, а также является рельефообразующей в Лагортинской депрессии. В горах и предгорьях приурочена к днищам троговых долин и каров, а также образует широкие лопасти конечно-моренных форм. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-рядовый 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, особенно в пределах Лагортинской депрессии, нередко представлены параллельно-рядовым рельефом, отражающим чешуйчато-надвиговую структуру пород (гляциомеланж).

Поверхность среднелепистоценового оледенения, переработанная склоновыми процессами (14) широко развита в пределах Предуральской и Западно-Сибирской равнин, где является рельефообразующей, а также выполняет понижения в рельефе зоны предгорьев. Включает в себя пологохолмистую поверхность основной и краевой морены, нередко с маломощным покровом флювиогляциала и флуотилла. Поверхность морены существенно переработана

склоновыми и денудационными процессами, однако на аэрофотоматериалах отчетливо прослеживается параллельно-грядовый рельеф краевых образований подковообразной формы, особенно четко проявляющийся в пределах Западно-Сибирской равнины, на юго-востоке территории. Поверхность основной морены подчеркнута наличием большого количества реликтовых гляциокарстовых озер неправильной формы. Термокарст имеет подчиненное значение и выражен на поверхности в виде мелководных блюдцеобразных озер и хасыреев, на заболоченных поверхностях часто встречаются бугры пучения. На местности поверхность распознается по наличию большого количества плохо окатанного валунного материала, часто характерной утюгообразной формы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Согласно литературным источникам [Сигов,1968], [Сигов,1981] в мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется 6 тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

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. Коррелятивные 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 абсолютными отметками 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 олигоценный 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, подчеркнутых созданных 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 плиоцен-эоплейстоценовых ледниково-морских отложений достигает на территории листа абсолютной отметки 150 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 перекрывавшим низкогорья Урала явился среднеэоплейстоценовый. 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. 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 территории, приуроченную к наиболее теплomu для региона казанцевскому времени.

Следующие похолодание (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 выложенных площадках водоразделов горной части территории.

Значительно севернее на Полярном Урале, полуостровах Ямал и Гыдан ханмейское оледенение имело покровный характер. Это привело к перегораживанию стока р. Обь и образованию подпрудного озерно-ледникового бассейна, в результате чего была сформирована третья озерно-аллювиальная терраса. В каргинское межледниковье ледник полностью деградировал и на всех крупных водотоках как к западу, так и к востоку от Уральского кряжа образовалась вторая надпойменная терраса. В конце полярноуральского холодного периода – первая надпойменная терраса.

В голоцене в речных долинах сформировалась пойма, а в горах в период похолоданий – краевые формы существовавших в тот момент каровых ледников. С концом полярноуральского времени – голоценом связано и таяние верхней части мерзлоты и погребенных блоков глетчерного льда, выразившееся в заболачивании территории и формировании гляциокарстовых и термокарстовых озер.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-41-XXI-XXII установлены проявления (П) бурого угля, железа, хромитов, меди, золота, платины и платиноидов, поделочного сырья и соответствующие многочисленные пункты минерализации (ПМ) (прил. 1).

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь. На дневную поверхность в пределах рассматриваемой территории угленосные отложения не выходят.

Проявление скв. 2-к (IV-6-1). Прослой бурых углей мощностью 0,3 – 0,5 м вскрыты в скважине 2-к Войкарского профиля [Затонская и др., 1962ф] в интервале глубин 409-460 м (в основном в интервале 409-429,9 м) среди тонко переслаивающихся глин, аргиллитов и алевролитов маурыньюнской свиты. Угли имеют бурый и черный цвет, матовый и полуматовый блеск.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листов Q-41-XXI-XXII железо представлено двумя рудоформационными типам: а) титаномагнетитовое оруденение, относящееся к магматическому типу и связанное с габброидами и пироксенитами полосчатого кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса; б) скарново-магнетитовое оруденение, связанное со скарнами в вулканогенно-осадочных толщах, образованных при внедрении гранитоидных интрузий лагортинско-кокпельского комплекса.

Титано-магнетитовое оруденение довольно широко проявлено в породах кершорского комплекса и представлено проявлениями Среднедзеляюское I, II, III (IV-1-4, 5, 6), Верхнедзеляюское I, II, III (IV-1-1, 2, 3), Верхнеколокольнинское (III-2-3), Южночигимхарутское (II-4-б), Неназванное (II-2-12) и ряд пунктов минерализации. Также предположительно с данным типом связываются Лаптопайская и Ламбиеганская магнитные аномалии.

Среднедзеляюские проявления расположен в среднем течении Средняя Дзеляю, примерно в 15 км от устья. Оруденение встречено в эвкритовом габбро, прорывающем амфиболиты. Представлено оно неравномерной вкрапленностью, образующей сгущения - полосы, иногда линзы мощностью от 0,2-0,3 до 3-5 м. Общая ширина оруденелой полосы в габбро около 2 км. Вкрапленность образована магнетитом, пиритом, пирротином с небольшим количеством халькопирита, борнита, ильменита, гематита. Химический анализ штучной пробы показал содержание: Fe_2O_3 - 35,5 %, TiO_2 - до 1 %, V_2O_5 - 0,03 %, Cu - 0,3 %.

Южночигимхарутское рудопроявление расположено в верховьях одного из левых притоков Чигим-Харуты. Оруденение приурочено к крутопадающей (70-80°) на юг-юго-восток (160°) зоне дробления в амфиболитизированных габбро-норитах. Мощность зоны дробления и вкрапленного оруденения 400 м. Оно прослежено на 150-160 м канавами, а по развалам еще на 700-800 м. Форма рудных участков линзовидно-гнездовая. Минеральный состав: магнетит, ильменит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, лимонит и малахит. Химический анализ бороздовых проб показал содержание: Fe_2O_3 - 12,0-14,6 %, TiO_2 - 0,2-0,4 %, V_2O_5 - 0,031-0,05 %, Cu - 0,005-0,04 %.

Верхнедзеляюские проявления находится на левом борту Верх-Дзеляю, в 14 км от устья. Оруденение встречено в пироксенитах, рвущих габбро-амфиболиты. Представлено оно неравномерно рассеянной вкрапленностью с отдельными линзовидно-полосчатыми сгущениями мощностью 0,5-1 м и прослежено по простиранию (северо-востока 10°) на 60-80 м. Минеральный состав вкрапленности: магнетит, ильменит, пирит, халькопирит, борнит, примазки малахи-

та и лимонита. Химический анализ штучных проб показал содержания Fe_2O_3 - 29,2-37,2 %, TiO_2 - 0,32-2,22 %, V_2O_5 - 0,19 %, Cu - 0,15 %, Ag - 1,6 г/т и TR - 0,05-0,023 %.

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. Представителями этого оруденения являются 5 пунктов минерализации (I-6-8, 10, 15, I-3-6, II-6-2) и вероятно Погрымшорская магнитная аномалия (II-6-6).

Тонкораспыленная вкрапленность магнетита характеризуются мелкозернистой структурой, почти повсеместным присутствием вкрапленности халькопирита и, меньше, пирита. Сульфиды в основной массе руды развиваются в виде мелкой, более или менее равномерной вкрапленности. Значительно реже встречаются прожилки халькопирита и кальцита, секущие магнетитовые руды.

Марганец. На территории листа Q-41-XXI представлен 3 пунктами минерализации, относящимися к железомарганцевой кремнисто-карбонатной формации (I-1-6, 7, 20), приуроченными к отложениям качамыльской, няньворгинской и яйюской свит. Фактически на этих уровнях их больше, на карте показаны только типовые объекты.

ПМ ТН-388 (I-1-7) приурочен к линзам известняков (до 0,4 м) среди глинистых сланцев качамыльской свиты в районе устья руч. Няньворгавож. Содержания MnO 0,38 – 1,65%

ПМ ТН-385 (I-1-6) связан с маломощными прослоями и линзами кремнистых доломитов и известняков среди кремнистых сланцев яшмоидной пачки няньворгинской свиты в нижнем течении руч. Няньворгавож. Содержания MnO в штучных пробах 0,56 – 5,33 %.

ПМ ТН-371 (I-1-20) связан с маломощными прослоями и линзами 0,1 – 0,4 м кремнистых известняков среди сланцев и полимиктовых песчаников яйюской свиты на руч. Кытлышльшор. Содержания MnO 1,35 – 2,83%.

Хромиты являются профилирующим полезным ископаемым рассматриваемой территории. Число хромитовых рудопроявлений на территории листов - 30 и пунктов минерализации до 195. Все они приурочены к гипербазитам Войкаро-Сынинского хромитоносного рудного района, где группируются в Лаптапайское рудное поле.

Лаптапайское рудное поле занимает северо-восточную половину Лаптапайского блока. По занимаемой площади (159 кв. км) рудное поле является вторым после Хойлинского рудного поля, расположенного на соседнем листе. Его отличают вытянутая форма протяженностью 39 км при ширине 4-5 км. Геологические разности пород, наблюдаемые в данном рудном поле, представлены от центра к периферии: дунит-гарцбургитовыми, гарцбургитовыми, верлит-гарцбургитовыми породами.

Наибольшую площадь рудного поля занимает дунит-гарцбургитовый комплекс. Для этого комплекса характерно исключительно широкое распространение дунитов в виде

шлирово-полосчатых выделений среди гарцбургитов и вытянутых в северо-восточном направлении линзовидных, полосовидных и неправильной формы тел. Как показали поисковые работы на Нумсоимском участке [Плотников В.П. 1991ф], дунитовые тела имеют, как правило, мощность от 10-20 м до 500-700 м, протяженность от десятков-сотен метров до первых километров. В дунит-гарцбургитовом комплексе установлены рудопроявления высокохромистых руд: 284 (I-1-6), 1151 (I-1-9), Игядей-Юганское (I-1-13), Западно-Лаптапайское (I-1-14), Лаптапайское II, III, IV (I-4-16, I-4-19, I-4-17), Аммональное (II-4-8) и многочисленные пункты минерализации. Наиболее крупными из рудопроявлений являются Западно-Лаптапайское и Лаптапайское II.

Проявление Западно-Лаптапайское находится в центральной части Лаптапайского блока южной половины массива среди дунит-гарцбургитового комплекса в крупном теле (700×1500 м) дунитов и включает 3 рудных тела линзовидной формы. Длина по простиранию – 200-600 м (среднее 500 м); мощность – 0,5-8 м (среднее 7,7 м). Залегание рудных тел: азимут простирания – северо-восточное, азимут падения – северо-западное, угол падения – крутой. Текстура руд вкрапленная, массивная, струйчато-полосчатая. Руды средне-густовкрапленные, реже убогоредковкрапленные, сплошные с содержанием Cr_2O_3 12,96-58,30 мас. % (среднее 30,00). Степень метаморфизма – слабая, средняя. Хромшпинель высокохромистая (мас. %): Cr_2O_3 60,72-64,48; Al_2O_3 6,45-7,82; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 3,2-4,5. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость и хромистость. Прогнозные ресурсы (тыс. т): P_1 – 8070.

Проявление Лаптапайское II находится в зоне войкаритизации и рассланцевания центральной части Лаптапайского блока южной половины массива. Вытянутая линзообразная хромито-

носная зона расположена в поле гарцбургитов со средними и крупными телами дунитов и приурочена к протяженному дунитовому телу, простирающемуся в северо-восточном направлении (СВ 15-350). В зоне хромитов установлено 16 рудных тел различной величины (от 40-50 до 510 м по простиранию), располагающихся кулисообразно по отношению друг к другу. Мощность по пересечениям канав достигает 0,2-6,1 м, увеличиваясь в раздувах 9,5-10,4 м. Контакты рудных тел постепенные. Азимут простирания рудных тел северо-северо-восточное 0-100, азимут падения – юго-восточное, угол падения - 70-80°. Форма тел линзовидная, полосовидная, шпировая. Руды убого-густовкрапленные с преобладанием более бедных разностей. Руды мелко-средне-зернистые, струйчато- и шпирово-полосчатые. Содержание Cr_2O_3 в рудах колеблется от 5,08 до 35,94 мас. % (в среднем 18,46). Рудная хромшпинель относится к магнезиальному высокохромистому типу. Среди минеральных разновидностей установлены магнезиальный и железистый субферрихромит и хромит. Состав хромшпинели (мас. %): Cr_2O_3 от 50,04 до 58,66, Al_2O_3 – 7,20-9,72, MgO – 6,16-10,96, FeO / - 21,98-26,81. Степень метаморфизма – средняя до сильной. Прогнозные ресурсы по категории P_1 составили 2998 тыс. т.

В высокохромистом типе хромитового оруденения выделены два класса: бедных руд и смешанных богатых и бедных руд. Первый класс представлен рудопроявлениями Лаптапайское II, III, IV, Игдей-Юганское, 1151. Прогнозные ресурсы категорий P_1 по рудопроявлениям составляют 3464 тыс. т. К классу смешанных богатых и бедных руд относятся рудопроявления Западно-Лаптапайское и Аммональное.

Проявление Игдей-Юганское находится в северной части блока южной половины массива среди дунит-гарцбургитового комплекса в поле войкаритов с телами дунитов. Вмещающие породы: дуниты. Оруденение включает две сближенные уплощенные линзовидные зоны: (3-3,5x80 м, 3-3,5x100 м). В них рудные тела расположены в виде параллельных струй и полос вкрапленных руд мощностью 0,3-1,5 м, разделенных безрудными участками. Среди вкрапленных руд местами наблюдаются вытянутые шпировые обособления сплошных хромитовых руд мощностью 20-40 см. Форма тел уплощенно-линзовидная, лентовидная. Залегание рудных тел: азимут простирания – 20-30°, контакты тел резкие. Текстура руд вкрапленная, шпирово-полосчатая, струйчато-полосчатая, шпировая. Руды редко-средневкрапленные, редко сплошные с содержанием Cr_2O_3 13,00-39,40 мас. %; FeO 8,00-9,00 мас. %.

Проявление Западно-Лаптапайское находится в дунит-гарцбургитового комплекса в крупном теле (700x1500 м) дунитов и включает 3 рудных тела линзовидной формы. Длина по простиранию – 200-600 м (среднее 500 м); мощность – 0,5-8 м (среднее 7,7 м). Залегание рудных тел: азимут простирания – северо-восточное, азимут падения – северо-западное, угол падения – крутой. Текстура руд вкрапленная, массивная, струйчато-полосчатая. Руды средне-густовкрапленные, реже убого-редковкрапленные, сплошные с содержанием Cr_2O_3 12,96-58,30 мас. % (среднее 30,00). Степень метаморфизма – слабая, средняя. Хромшпинель высокохромистая (мас. %): Cr_2O_3 60,72-64,48; Al_2O_3 6,45-7,82; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 3,2-4,5. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость и хромистость. Прогнозные ресурсы (тыс. т): P_1 – 8070.

Гарцбургитовый комплекс в Лаптапайском рудном поле развит локально. Тем не менее, в его пределах выявлены рудопроявления руд глиноземистого типа Северо-Лаптапайское (I-1-33), Центрально-Лаптапайское (I-1-41), Водораздельное (II-4-3), 513 (II-4-33). Рудопроявления пространственно залегают в хромитоносных зонах линейного и столбообразного типа протяженностью от 0,7 до 4,5 км. Хромовые руды представлены классом богатых руд.

Проявление Северо-Лаптапайское находится южной половины массива среди гарцбургитового комплекса, в крупном (400x4000 м) теле дунитов среди войкаритов. Оруденение включает одно рудное тело уплощенно-линзовидной формы длиной по простиранию – 120 м, мощностью – 1-4,4 м. Залегание рудного тела: азимут простирания – 5-8°, азимут падения – восточное, угол падения. – 63-65°. Контакты резкие прямолинейные. Текстура руд вкрапленная, массивная. Руды густовкрапленные со шпиром сплошных с содержанием Cr_2O_3 20,32-32,51 мас. %. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (мас. %): Cr_2O_3 43,32; Al_2O_3 21,91. Прогнозные ресурсы (тыс. т): P_1 – 306.

Проявление Центрально-Лаптапайское находится в зоне войкаритизации и рассланцевания центральной части Лаптапайского блока южной половины массива. Хромитоносная зона вытянутой формы приурочена к северной части протяженного (1500 м) уплощенного (90-110 м) субмеридионального тела дунитов (северо-восток 20-25°). Азимут падения зоны – юго-восточное, угол падения. 40-85°. Рудовмещающая формация представлена гарцбургитовым комплексом. Контакты рудных тел постепенные, сопровождаются зоной милонитизации мощ-

ностью 2-3 см. Рудная залежь представлена 6 рудными телами. Форма рудных тел неправильная, близкая к гнездовой, шпировидной. Размеры тел по простиранию (северо-восточное 40-85°, северо-западное 340-350°) от 17-42 м до 500 м; мощность – 0,8-10,9 м (в среднем 3,2 м). Падение рудных тел юго-восточное, угол падения 30-85°. Руды от убоговкрапленных до сплошных. Текстура руд вкрапленная, массивная, структура – от мелко- до крупнозернистой. Для руд характерна блочность. Содержание Cr_2O_3 в руде от 5,40 % до 52,79 %, в среднем составляя 34,59 мас. %. Рудная хромшпинель магнезиальная глиноземистая, среди минеральных разновидностей установлены магнезиальный субферриалюмохромит, магносубферриалюмо-хромит и магносубферрихромит. Состав хромшпинели (мас. %): Cr_2O_3 от 42,82 до 55,69, Al_2O_3 – 9,36-24,56, MgO - 8,69-17,85, FeO - 13,66-23,11. Степень метаморфизма – слабая до средней.

В верлит-дунитовом комплексе с северо-востока на юго-запад выявлены рудопоявления 527 (I-1-26), 742 (I-1-31), 433 (I-1-36), Северное Высокое (I-4-11), Высокое (I-4-12), Двуглавое (I-4-15), Чигим-Харутское I и II (I-4-18 и II-4-2), 70 (II-4-10), 90 (II-4-25). Все рудопоявления представлены убоговкрапленными рудами шпирово-полосчатой, струйчато-полосчатой, прожилково-вкрапленной, вкрапленной текстуры. Среди бедных руд присутствуют шпировые выделения густовкрапленных и сплошных руд. Значительная часть руд характеризуется очень малым содержанием Cr_2O_3 – менее 8-9 %. Выделено девять хромитоносных зон длиной от 0,7 до 3,5 км, включающих рудопоявления и пункты минерализации хромитового оруденения повышенной железистости.

Проявление 527 находится в северо-западной краевой части блока, южной половины массива среди верлит-дунитового комплекса в поле краевых дунитов. В полосе 150×1500 м установлены 4 зоны струйчатого, шпирово-вкрапленного оруденения с параметрами: 18×100 м, (2-6)×100 м, 1,2×90 м, (1-5)×70 м. Залегание рудных тел: азимут простирания – 10-35°, азимут падения – 120°, угол падения – 50°. Руды мелкозернистые, убого-редковкрапленные (в целом по зонам – убоговкрапленные) с содержанием Cr_2O_3 6,00-9,70 мас. %.

Хромитоносные зоны Лаптапайского рудного поля в основном представлены протяженными зонами, из чего сделан вывод, что оруденение будет прослеживаться и на достаточно большую глубину. Прогнозные ресурсы хромитовых руд табл. 6.

Таблица 6

Прогнозные ресурсы хромовых руд Лаптапайского рудного поля

Хромовые руды		Запасы и ресурсы (тыс. т) по категориям:			
Тип	Класс	C_2	P_1	P_2	Итого
Глиноземистый	Богатые руды		944	3000	3944
<i>Итого глиноземистых руд</i>			<i>944</i>	<i>3000</i>	3944
Высокохромистый	Бедные руды		3464	10300	13 764
	Богатые руды			10200	10200
	Смешанные бедные и богатые		8178	32300	40478
Повышенной железистости: высокохромистый подтип	Бедные руды		4390	11700	16090
<i>Итого высокохромистых руд</i>			<i>16032</i>	<i>64500</i>	80532
Всего хромовых руд			16976	67500	84476

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь на территории листов представлена минерализацией трех формационных типов: медно-сульфидной, медно-порфировой и медно-жильной.

Медно-сульфидное оруденение титано-магнетитовой формации связано с образованиями кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. На территории листов представлено пунктами минерализации (I-5-3, I-6-3, II-5-14).

Медная минерализация представлена редкой вкрапленностью сульфидов, единичных зерен халькопирита, пирита, а также в виде примазок медной зелени. Содержание меди достигает 0,25-0,72% в пироксенитах и серпентинитах, 0,1-0,15% в габброидах, а также медь этого типа распространена по всей территории и встречается в титано-магнетитовых рудах описанные ранее в главе железо медь здесь колеблется от 0,04 до 0,3 %.

Медно-порфировое оруденение оруденение развито в Малоуральском вулканогено-плутоническом поясе, где представлено семнадцатью пунктами минерализации (I-6-1, 5, 6, 7, 9, 12, 13, 14, I-7-1, 3, 4, 5, II-6-1, 3, 4, 5)

В пунктах минерализации оруденение представлено прожилково-вкрапленной медной минерализацией штокверкового типа, 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-х метров, содержащие гнезда пирита в зальбандах и молибденита в пустотах выщелачивания. Ассоциация рудных минералов: пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит. Содержание меди в пробах от 0,24 до 0,9 %.

Медно-жильное оруденение на территории листов встречается практически во всех породах кокпельской, моллюдшорской, грубешорской свит и габбро-амфиболитах. На территории листов оруденение представлено проявлениями Восточное (II-1-14), Правобережье (II-1-45), Скалистое (II-1-35), Юганское (I-4-2), Дайковое (II-1-18) и многочисленными пунктами минерализации. Оруденение приурочено к косопологосекущим трещинам и зонам расщепления, локализуемым в участках насыщения терригенно-сланцевых образований погурейская свита, силлами и дайками метадолеритов. Минерализация представлена халькопиритом реже халькозином и медной зеленью

Проявление Восточное представлено косесекущей кварцевой жилой с халькопирит – пиритовой, сфалерит – халькопирит – пиритовой минерализацией среди алевролитов и сланцев погурейская свита и долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса. Сложное четковидное строение жилы характеризуют раздувы и пережимы с вариациями мощности от 0,45 м до 11,4 м. Прослеженная протяженность – 700 м. Падение крутое (55-80°) на юго-восток. Средневзвешенное содержание Cu – 0,25 %. Присутствуют Zn (до 0,66 %), Pb (до 0,32 %), Ag (до 4,7 г/т).

Проявление Скалистое расположено на левом борту р. Сев. Колокольня . оно представляет собой две («Главная» и «Малая») крутопадающие (55-80) на юго-восток (140-165) четковидные альбит - кварцевые жилы с вкрапленностью пирита и халькопирита. Жилы залегают согласно в породах погурейской свиты прорванных телами габбро-диабазов. «Главная» жила прослежена канавами мощностью от 1,5 до 4,2м и «Малая» жила мощностью до 1,4 м. Содержания е меди по данным химического анализа бороздового опробования: «Главная» - от 0,14 до 0,78 % и в жиле «Малая» от 0,006 до 0,03 %. В качестве примеси в пробах отмечается Zn 0.02-0.1 % Ag 0.5-39.4 % [Водолазский, 1974ф].

Проявление Юганское оруденение прожилкового, вкрапленного и прожилково-вкрапленного характера локализуется в сланцах, алевролитах, конгломератах и базальтовых метабазальтов погурейской свиты, а также в жилах полевошпатово-карбонатно-кварцевого состава. Общая мощность пиритных зон - до 50 м, общая протяженность их до 8 км. Содержания (%): - сульфидные зоны: Cu - до 2,38; Pb - до 2,08; - пиритные зоны: Cu - 0,8; Pb - 0,4; пирит - до 15-20 [Водолазский, 1974ф]. Промышленного интереса объекты данного типа не представляют.

Свинец на территории листа выявлено 12 пунктов минерализации (I-2-3, 6, 11, I-3-11, 12, II-1-5, 15, 20, 28, II-2-2, 4, 6). Проявления свинцового оруденения представляют собой обычно различные полевошпатово- и карбонатно-кварцевые, а также кварцевые жилы, залегающие согласно (северо-восточное 15-20°) в породах кокпельской, погурейской, грубеинской и моллюдшорской свит. Оруденение отмечается как непосредственно в жиле, так и во вмещающих ее породах.

Рудные минералы встречены в жилах и во вмещающих породах в виде тонкой рассеянной вкрапленности, реже прожилков (вмещающие породы) и гнезд (жилы). Они представлены галенитом, халькопиритом и пиритом. Обычно отмеченный сфалерит наблюдается в единичных рассеянных мелких зернах. Содержание свинца в жилах и окаймляющих их минерализованных зонах составляет от 0,07 до 0,42 %, а также и на золотоносных проявлениях описанных ниже в главе Золото, содержание на проявлении Пажемавиское (II-1-40) достигает до Zn - 0,56 %.

Цинк самостоятельных проявлений на территории листов не образует. В виде мелких единичных зерен, сфалерит представлен обычно клейофаном. Содержание цинка в абсолютном большинстве рудопоявлений не превышает 0,01 %. Повышенное его содержание (0,2 и 0,03-

0,2 %) отмечено [Водолазский, 1974ф] в медно-свинцовых рудопоявлениях, расположенных на водоразделе левом борту Сев. Колокольня – Нянь-Вогравож (), а также на медном проявлении Восточное (II-1-14) - Pb до 0,32 %, и в золотоносных проявлениях Пожемавское (II-1-40) - Pb - 1,62 %, Дальнего (II-2-9) - Pb+Zn – 100 тыс. т [Гессе, 1981].

Молибден на территории листов известно два пункта минерализации (I-6-4, III-3-5). Редкие чешуйки молибденита наблюдались [Водолазским, 1974ф] в зальбандах некоторых гематит- и пиритсодержащих карбонатных и кварц-карбонатных жил мощной до 20 м. Бедная вкрапленность молибденита отмечалась И.Б. Грановичем (III-3-5), где в тоналитах лагортинско-кокпельского комплекса отмечена жила темно-серого кварца и содержащего, кроме неравномерно рассеянных в нем чешуек молибденита, богатую вкрапленность и прожилки пирита и халькопирита, примазки малахита и лимонита. Жила опробована двумя штучными пробами, в которых химическим и пробирным анализами установлено содержание: Mo - 0,1 %, Cu – 1 %, Au -0,3 г/т и Ag - 2,8 г/т.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное является, наряду с хромовыми рудами, профилирующим полезным ископаемым на территории листа. Самостоятельные проявления и пункты минерализации золота на территории листа относятся к гидротермально-метасоматическому генетическому типу (золото-кварц-сульфидная рудная формация). Золото в качестве второстепенного компонента присутствует в некоторых проявлениях и пунктах минерализации хрома (хромитовая золотосодержащая рудная формация), а также в единичных пунктах минерализации медно-сульфидной формации в пределах кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габброидного комплекса.

Золото-кварц-сульфидная рудная формация. Основные золоторудные объекты, относящиеся к золото-кварц-сульфидной формации расположены в водораздельной части Урала, в пределах Погурей-Тыкотловского золоторудного района Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцевой минерагенической зоны. Рудные тела приурочены к метасоматитам формации безритов аргиллизитов и метасоматически измененным метаосадочным породам погурейской, кокпельской свит, риолитам пожемавского комплекса и габбро-долеритам оранжюганско-лемвинского комплекса.

В Погурей-Тыкотловском золоторудном рудном районе на территории листа выделяются: Дальнее золоторудное поле, образование рудоносных зон метасоматитов в пределах которого связано с внедрением риолитов пожемавского комплекса и Няньворгинское потенциальное золоторудное поле, образование рудоносных зон метасоматитов в пределах которого связано с внедрением габбро-долеритов оранжюганско-лемвинского комплекса.

Проявление Дальнее (II-2-9). Наиболее крупным и детально изученным объектом Дальнего рудного поля является рудопоявление Дальнее, которое по результатам поисково-оценочных работ отнесено к разряду мелких непромышленных месторождений [Госгеолкарта...Q-41, 2007]. Оно расположено вблизи левого борта руч. Пожемавис (бассейн р. Колокольня) в водораздельной части Урала. Представляет собой шесть субпараллельных метасоматических зон с золото-полиметаллическим оруденением субширотного простирания, располагающихся в экзоконтакте тела риолитов пожемавского комплекса (массив Дальний). Вмещающими породами являются сланцы, алевролиты и песчаники погурейской свиты. Мощность минерализованных зон от 2 до 50 м, протяженность от 50 до 600 м – зона «Главная», зоны прослежены по падению на глубину до 270 м (зона «Главная»). Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, англезит, церуссит, малахит, азурит, золото. Золото представлено мелкими (0,03-0,1 мм) ксеноморфными включениями в галените и микроскопическими выделениями в пирите. Содержания золота варьируют от 0,1 до 50,1 г/т при среднем 2,3 г/т. Содержание серебра – 1-69,8 г/т, среднее суммарное содержание свинца и цинка – 1,9 % при максимальном 36,8%. По рудоносным метасоматитам развиты золотоносные коры выветривания в основном линейного и линейно-площадного типов с промышленным содержанием золота (от 0,38 до 185 г/т), встречаются ураганские содержания золота (от 762,2 до 767,7 г/т) и серебра (от 167,8 до 260 г/т). Прогнозные ресурсы (кат. P₁): Au – 9 т, Ag – 1850 т, Pb+Zn – 100 тыс. т [Гессе, 1981, Маков, 1977].

На территории Дальнего золоторудного поля установлен ряд более мелких проявлений – Северное(II-2-3), Пожемависское (комплексное Au, Pb, Zn, II-1-14), Антон (II-2-10), Галка (II-2-7), Подкова (II-2-5), которые имеют аналогичное геологическое строение и минеральный состав рудных зон, однако существенно меньшие прогнозные ресурсы.

Проявление Пожемависское (II-1-14) расположено на правом борту р.Пожемавис (в его верховьях) и представляет собой серию маломощных зон кварц-серицитовых метасоматитов и

кварцевых жил в отложениях погурейской свиты. Зоны и жилы содержат рассеянную вкрапленную и гнездово-вкрапленную минерализацию пирита, галенита, халькопирита, сфалерита. Максимальные содержания: Au - 0,4-0,8 г/т; Ag - 20 г/т; Pb - 1,62 %; Cu - 1,34 %; Zn - 0,56 %. Проявление достаточно перспективно, но на настоящее время недостаточно изучено.

Не входит в площадь Дальнего золоторудного поля, однако является аналогичным по строению *рудопоявление Харутское* (I-3-12), расположенное в истоках р. Пожемаю (бассейн р. Сухая Сыня) [Гессе, 1981].

Проявление Двуглавое (II-1-25) является наиболее хорошо изученным объектом в пределах Няньворгинского потенциального золоторудного поля. Оно расположено в верховьях левого притока р. Няньвогравож (бассейн р. Харута), в водораздельной части Урала. Рудопоявление выявлено в 1973 году Н.П. Игнатовым по шлиховым потокам золота в аллювии руч. Двуглавого. Проявление представляет собой шесть параллельных зон метасоматически измененных конгломератов, песчаников и сланцев погурейской свиты. Зоны метасоматических изменений пространственно приурочены к силлам габбро-долеритов ораньюганско-лемвинского комплекса.

Рудоносная зона прослежена на 2 километра по простиранию, при ширине порядка 100-150 м. Всего установлено 6 минерализованных тел протяженностью от 100 до 500 метров при мощности от 0,3 до 3,2 метров. Содержания золота достаточно бедные от 0,11 до 6,7 г/т. Рудные минералы: пирит, самородное золото, единичные зерна халькопирита, галенита и сфалерита. По формационной принадлежности рудопоявление «Двуглавое» в первом приближении можно отнести к группе месторождений вкрапленных руд, связанных с метасоматитами, типа известного месторождения Телфер (Австралия) [Лютиков, раб. мат.]. Помимо основной минерализации были установлены развалы кальцитовой жилы с сульфидной полиметаллической минерализацией и золотом до 14 г/т. Запасы золота на этом проявлении не превышают 2 т [Лютиков, раб. мат., Гессе, 1981].

На территории Няньворгинского потенциального золоторудного поля на настоящее время установлены еще два золоторудных проявления – Горняцкое (II-1-4) и Малый (II-1-12), из которых Горняцкое обладает большими перспективами по сравнению с проявлением Двуглавое, а также ряд мелких пунктов минерализации.

Проявление Горняцкое (II-1-4) расположено в верховьях правого составляющего ручья Визушор (Горняцкого, бассейн р. Харута), и выявлено в 1984-85 годах С.И.Фоминим. При детальном исследовании Н.В.Лютикова было детально изучено строение рудоносных зон этого проявления. Они локализируются в метаморфизованных осадочных терригенно-сланцевых образованиях погурейской свиты S_3-O_{1rg} и пространственно приурочены к силлам габбро-долеритов ораньюганско-лемвинского комплекса. Сама рудоносная зона представляет собой метасоматически проработанные (березиты-аргиллизиты) породы погурейской свиты с вкрапленностью и массивными обособлениями галенита. В пределах рудопоявления «Горняцкое», в лежачем боку интрузии наблюдается активный контакт с вмещающими сланцами с образованием специфических пород типа адинол [Лютиков, раб. мат.].

При детальном исследовании Н.В. Лютикова были установлены: мощность рудоносной зоны 10-30 м, прослеженная протяженность 270-300 м. Рядовые содержания Au 1,4- 4,7 г/т, максимальные – 47 г/т. Пробность золота 732-932 (сред. 845). Основные примеси Ag (5,9 - 23,3 %), Hg (0,37-1,09 %), Cu (0,02-0,1 %). В штучных пробах регистрируются содержания Cu (до 0,5 %), Pb (до 4-5 %), Ag (до 48 г/т).

Рудные объекты в районе проявления прослеживаются в виде полосы протяженностью около 2,5 км, в которую входят в основном комплексные сульфидные проявления. При протяженности 2500 м и средней мощности зоны 5 м, на глубину 200 м прогнозные ресурсы (R_2) этого проявления составят порядка 15 т золота, при среднем содержании 2 г/т, что позволяет отнести проявление «Горняцкое» к разряду прогнозируемых средних месторождений [Лютиков, раб. мат.].

Хромитовая золотосодержащая рудная формация. Золото в качестве второстепенного компонента присутствует в некоторых проявлениях и пунктах минерализации хрома в пределах Войкаро-Сыньинского хромитового рудного района (в гипербазитах райизско-войкарского дунит-гарцбургитового комплекса) – проявления 284, 470, 452 (I-1-6, I-1-37, I-1-38), расположенные близ рек Нелкаеган и Тумболава, а также ряде пунктов минерализации в верховьях рек Нелкаеган, Тумболава и Чигим-Харута.

Золото присутствует в хромитовых рудах в первую очередь в ассоциации с сульфидами никеля, меди, железа, платиноидами, серебром. Содержание золота в хромовых рудах проявлений на территории листа варьирует от 2,0 до 6,7 г/т.

Перспективы данного типа оруденения не ясны в связи с низкой степенью изученности хромовых руд на золото. Наибольшие перспективы на золото имеют проявления хрома (I-5-37, I-5-38, I-5-40) района р. Нелкаеган (восточный контакт гипербазитов райизско-войкарского комплекса с пироксенитами и габброидами кэршорского комплекса), а также район верховьев р.Тумболава (западный контакт гипербазитов райизско-войкарского комплекса, I-5-6, I-5-7, I-5-8, I-5-14).

Некоторые перспективы на этот тип полезных ископаемых имеют проявления Сыньинского блока райизско-войкарского комплекса, в пределах которого обнаружен ряд точек шлихового опробования с золотом.

Медно-сульфидная золотосодержащая формация. Оруденение этого типа на территории листа обнаружено в одном объекте – пункт минерализации меди в районе среднего течения р. Лаптапай (II-1-15). В метасоматически измененных с сульфидами габброидах кэршорского наблюдается содержание золота 1,3 г/т. Данный тип оруденения достаточно перспективен, т.к. на территории соседних листов в аналогичной позиции установлены достаточно крупные рудные объекты – проявления Озерное, Пятиреченское, Баня, однако к настоящему времени на территории листа Q-41-21,22 рудных объектов данного типа практически не установлено.

Определенные перспективы на золото имеют объекты медно-порфирового оруденения в гранитоидах лагортинско-кокпельского и янаслорского комплексов и вулканитах малоуральской свиты – в районах рек Мокрая Сыня, Колокольня, Пожемаю и Харута обнаружены шлиховые потоки с золотом и многочисленные отдельные шлиховые пробы, однако в образцах коренных пород золото не обнаружено.

Золото россыпное. На территории листа выделяются три потенциальных золотороссыпных района – Лемвинский, Войкаро-Сыньинский и Хулгинский

В пределах Лемвинского района относительно повышенной золотоносностью выделяется бассейн реки Харуты выше устья р. Няньворгаож. Здесь установлены устойчивые шлиховые потоки по р. Сев. Чигимхарута (I-1-1, 4), руч. Няньворгаож (I-1-12), р. Колокольня (I-1-15, 17, 24), руч. Кытшильшор (I-1-18), руч. Визувшор (I-1-22, 31, 32, 33). Однако все они характеризуется достаточно низкой золотоносностью с единичными знаками мелкого золота (разрез зерен до 0,1-0,4 мм). И только районе устья р. Колокольни в аллювии первой надпойменной террасы наряду со знаковыми содержаниями отмечаются отдельные пробы с содержанием Au от 60 до 130 мг/м³. Золото пластинчатое, размером от 0,1 мм до 1,2 мм.

В Войкаро-Сыньинском районе основные золотороссыпные проявления группируются в районе Пожемависского золоторудного узла и бассейне р. Мокрая Сыня.

В районе Пожемависского золоторудного узла все водотоки характеризуются средним уровнем содержания золота в шлихах от 2-5 мг/м³ до 10-20 мг/м³ [Крашенинников, 1993ф]. Золотины в шлихах, как правило, мелкие – не более 0,1-0,3 мм, плохоокатанные или неокатанные, что свидетельствует о том, что источником материала в целом являются проявления Дальнего золоторудного поля. В отдельных шлиховых пробах (показаны на как шлихи с повышенным содержанием золота) установлены концентрации золота до 100-150 мг/м³, что связывается с дренированием гидросетью незначительных по масштабу рудопроявлений, аналогичных уже известным объектам «Дальнее», «Северное» и др. [Крашенинников, 1993ф].

Непосредственно на золоторудном проявлении Дальнее (II-2-9) выявлено три основных типа россыпепроявлений золота: элювиальные, связанные с корами выветривания по рудным зонам (содержания золота 854–9326 мг/м³); делювиальные, образовавшиеся за счет переотложения материала кор выветривания на нижележащие гипсометрические уровни (содержания золота 9–233 мг/м³); аллювиальные в пойменно-русловых и террасовых отложениях ручьев, дренирующих рудные зоны (от единичных знаков в рядовых пробах до редких содержаний до 113 мг/м³). Элювиальная россыпь проявления Дальнее практически полностью отработана при опытно-промышленной добыче.

В результате работ А.Л. Крашенинникова [Крашенинников, 1993ф] установлен крупный (длина по руслу более 12 км) устойчивый шлиховой поток (IV-6-1) в аллювиальных отложениях (пойменные и русловые отложения) рр. Сухая Сыня и Сыня (в районе слияния рр. Мокрая Сыня и Сухая Сыня). В рядовых пробах содержания золота составляют 10–50 мг/м³, в отдельных пробах достигают значений 150-200 мг/м³ (макс. 207 мг/м³). Отдельные шлиховые пробы с повышенными содержаниями золота установлены в верхнем течении р. Сухая Сыня (ниже слияния рр. Лаптопая и Харуты).

В пределах педимента восточного склона достачно устойчивые, но как правило на уровне единичных знаков, содержания золота в шлихах в аллювиальных отложениях русла и поймы установлены на реках Пожемаю, Мокрая Сыня и Колокольня. Согласно исследованиям С.К. Кузнецова

(ИГ Коми ФАН), золото двух типов сребросодержащее (во всех водотоках и медьсодержащее на речах Пожемаю, Лаптопай Колокольня). Основная часть россыпного золота (81%) относится к классу мелкого, более половины (~51%) золотинок лежит в интервале 0,1-0,2 мм. Присутствует также очень мелкое и пылевидное золото. Изредка отмечается золото средней крупности. Преимущественным развитием пользуются пластинчатые, комковидные и чешуйчатые частицы. Окатанность частиц золота слабая.

В Хулгинском районе россыпное золото установлено в единичных шлихах в аллювии р. Хулга. По материалам С.К. Кузнецова золото медьсодержащее.

Платина и платиноиды. На настоящее время на территории листа обнаружены проявления и пункты минерализации платины в качестве второстепенного компонента в титаноманетитовых проявлениях и пунктах минерализации в кэршорском дунит-верлит-клинопироксенит-габброидном комплексе (в западной части).

Титаноманетитовая платиносодержащая формация.

Южночигимхарутское проявление (П-4-6). На территории листа к данному типу относится лишь один крупный объект – Южночигимхарутское проявление, расположенное в верховьях одного из левых притоков р. Чигим-Харута. Оно приурочено к крутопадающей на ЮЮВ зоне дробления в амфиболитизированных габбро-норитах кэршорского комплекса. Мощность зоны дробления и приуроченного к ней вкрапленного оруденения 400 м. Проявление более детально описано в главе «Железо». По данным опробования рудных зон (магнетит, ильменит, халькопирит, борнит и др.) получены содержания платины до 5,28 г/т.

В аналогичной геологической позиции обнаружены два пункта минерализации платины в районе верховьев р. Чигим-Харута с содержаниями платины до 2,0-2,8 г/т (П-4-14, П-4-20).

На территории листа широким распространением пользуются проявления хромитовой формации, обнаружение платиноидной минерализации в которых весьма вероятно, однако к настоящему моменту такие объекты не обнаружены.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. Пункты минерализации (I-1-3, 8, 16, 17, 20, 22, 24, 26, 29, I-2-4) осадочных фосфоритов на территории листов встречены в районе среднего течения Харуты, Нянь-Воргавожа и Колокольни (сев.), все эти пункты минерализации локализованы в углито-кремнистых, углито-глинистых сланцах воргашорской свиты. Они представлены крутопадающими пластовыми телами мощностью 1,0-3,2 м. Фосфатные конкреции имеют уплотненную форму, размеры от долей см до 5 см по длинной оси. Содержание конкреций во вмещающих их сланцах варьирует от первых процентов до 25-30 %. Содержание P_2O_5 в конкрециях составляет 18,5-25,25 %. В валовых пробах содержание P_2O_5 изменяется от 0,88 % до 1,23 %. В обогащенных пробах P_2O_5 может достигать 10- 20 %. Фосфатное вещество представлено аморфным коллофаном. В виду низкого содержания P_2O_5 , сложности геологического строения, расположения района проявления фосфоритов не представляет промышленного значения.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Уваровит. На территории листов выявлено проявление Аномальное (XXI-П-4-7) это проявление описано в главе хромиты. В качестве поделочных камней могут быть использованы уваровит. Здесь в зонах дробления хромитовых руд уваровитовая минерализация отмечается в виде корочек, налетов, прожилков.

Пьезокварц. Проявления горного хрусталя (I-3-9, 13 I-5-1, 9) [Водолазский, 1974ф] - кварцевые жилы и линзы с жемами, на стенках которых наблюдаются кристаллы прозрачного и полупрозрачного кварца, встречены в пределах участков интенсивного окварцевания, приуроченных к зонам тектонических нарушений. Наиболее часто встречаются неправильные четковидные жилы простого - кварц-карбонатного (воргашорская и няньворгинская свиты) и сложного - кварц-альбит-эпидот-гранатового (кокпельская, погурейская, грубеинская, моллюдшорская свиты) состава. Для кечпельской, моллюдмусюрской и харотской свит характерны мономинеральные кварцевые жилы. Мощность хрусталеносных жил 0,1-0,5 м, редко 0,8-1 м (в разрывах). Протяженность отдельных жил 5-10 м, а жильных зон 250-300 м. Простирание чаще

субмеридиональное; падение восточное, углы падения крутые - 60-80°. Количество беспорядочно располагающихся в жиле пустот с кристаллами кварца составляет одна-две

на 4-5 м протяженности жилы. Размеры пустот не превышают 8-10×3-5 см, и только в жилах среди цоизитовых амфиболитов наблюдались жеоды большей (15-20×5-10 см) величины. Кристаллы кварца чаще мелкие (1-2 см) полупрозрачные одиночные; иногда встречаются друзы.

Совершенно прозрачные кристаллы кварца редки и всегда мелкие (0,5-1 см); они отмечаются только в кварцевых жилах, залегающих в песчаниках кечьпельской, молюдмусюрской и пагинской свит или известняках воргашорской и няньворгинской свит. Наиболее значительно проявление горного хрусталя, расположенное в верховьях Харуты сев. (I-2-I). Здесь среди элювиальных развалок сильно окварцованных песчаников на протяжении 300 м встречены скопления кристаллов горного хрусталя. Кристаллы хрусталя сильно трещиноваты, мутноваты и невелики - 2, редко 3-4 см по длинной оси. Наряду с преобладающими одиночными кристаллами встречены друзы мелких (0,5-2 см) кристаллов, обычно более прозрачных. В связи с низким качеством кристаллов, по мнению Н.П. Игнатова [Водолазский, 1974ф], все проявления горного хрусталя лишены практического значения.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ, ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАГЕНЕЗА

Особенности геологического строения и характер проявления рудной и нерудной минерализации на площади листа позволяют сделать заключение о связи формирования концентраций полезных ископаемых с развитием бассейнов осадконакопления и тектономагматическими процессами, происходившими в течение трех основных этапов развития региона: позднеерифейско-раннекембрийского (байкальского), позднекембрийско-триасового (каледоно-герцинского) и юрско-кайнозойского. В соответствии с этим выделяется 3 одноименные минерагенические эпохи.

Позднеерифейско-раннекембрийская минерагеническая эпоха может быть охарактеризована на территории листа лишь по аналогии с прилегающей с юга территорией ввиду незначительности распространения позднеерифейско-раннекембрийских образований (молюдвожская свита) и отсутствия значимых проявлений полезных ископаемых. К юго-западу на территории листа Q-41-XX с данной эпохой связаны многочисленные проявления уранового оруденения в связи с гранитоидными интрузивными комплексами коллизионной стадии байкалид [78], [81].

Каледоно-герцинская минерагеническая эпоха обусловлена геодинамическими обстановками, существовавшими в пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ, в различные стадии развития пассивной окраины Восточно-Европейского континента и в пределах Райизско-Войкарской СФЗ в различные стадии развития Уральского палеоокеана.

В пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ рудообразование проходило в три этапа: рифтогенный, собственно пассивной окраины континента и коллизионный.

Рудные объекты рифтогенного этапа ($\text{Cu}_3\text{-O}_1$) представлены золотосульфидной (прогнозируемое месторождение Дальнее) и бедной медно-колчеданной и медно-полиметаллической минерализацией в связи с внедрением гипабиссальных тел орангьюганско-лемвинского габродолеритового и пожемского риолитового комплексов. Начиная со среднего ордовика по поздний карбон, в условиях континентального склона пассивной окраины все рудообразование приурочено к определенным стратиграфическим уровням и носит исключительно осадочный (гидротермально-осадочный) характер. Оно представлено:

силикатно-карбонатным марганцевым оруденением в верхах качамылькской свиты (Парнокское месторождение за пределами листа) [78], [81];

микрозернистыми и конкреционными фосфоритами в харотской свите (силур);

гидротермально-осадочным баритовым оруденением (Пальникское проявление за пределами листа в верхах пагинской свиты (средний девон);

бедной карбонатно-силикатной марганцевой минерализацией в позднедевонских отложениях няньворгинской свиты (I-1-6,7);

микрозернистыми и конкреционными фосфоритами, а также оруденением ванадиевой углеродисто-сланцевой формации в верхах воргашорской свиты (I-1-3, 22, 29);

стратиформным баритовым оруденением в верхах яйюской свиты (I-1-35).

Металлогения позднепалеозойского этапа связана с проявлением активизационных и коллизионных процессов. В юго-западной части площади они проявили себя гидротермальной минерализацией горного хрусталя (I-3-9, 13).

В пределах Райизско-Войкарской СФЗ рудообразование связано также с тремя стадиями: океанической, остроководужной и коллизионной.

Рудные объекты океанической стадии ($\text{V}_2?$, O-S₁) приурочены к образованиям Войкарского офиолитового пояса (хромитовая платиносодержащая, титано-магнетитовая платиносодержа-

шая и медно-сульфидная рудные формации). Хромитовая платиносодержащая формация связана с дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формациями. Типичными представителями хромитовой формации являются многочисленные проявления хромитов (Игядей-Юганское (I-1-13), Лаптопайское (I-1-16) и др.), приуроченные к дунитам райзско-войкарского и краевым железистым дунитам кэршорского комплекса (Нелкаюганское (I-5-23), проявление 452 (I-5-38) и др.). К титано-магнетитовой формации относятся многочисленные проявления бедных титано-магнетитовых руд, связанные с габбро (Среднедзеляюское (IV-1-5)) или пироксенитами кэршорского (Верхнедзеляюское-I (IV-1-1) и габбро-амфиболитами дзеляюского комплексов, часть из которых платиносодержащие (Южночигимхарутское (II-4-6) или содержат медно-сульфидную минерализацию (I-5-3)).

Рудные объекты островодужной стадии (S-D₂) связаны с формированием и развитием Малоуральской энсиматической островной дуги (медно-железо-скарновая, медно-порфировая формации и медно-жильная формации) за пределами листа [59], [60]. На территории листа они представлены только отдельными незначительными пунктами минерализации.

Рудные объекты коллизионной стадии также немногочисленны и представлены проявлениями медно-жильной формации.

Юрско-кайнозойская минерагеническая эпоха разделяется на два этапа. Первый связан с преобладанием в течение юры – эоцена на территории западносибирской части листа Q-41-XXII эпиконтинентального морского мелководного преимущественно терригенного осадконакопления. К прибрежно-морскими обстановкам этого бассейна приурочены два уровня накопления бурых углей (в яныманьинской и маурыньинской свитах юры), проявления которых не посредственно на территории листа скважинами не вскрыты. Уральская часть листов, по-видимому, в течение всего периода оставалась слабо возвышенной сушей, на которой в отдельные эпохи формировались коры выветривания (следы которых на территории листа установлены в районе проявления Дальнее).

В олигоцен четвертичный этап происходит структурная дифференциация территории, формируется Уральский кряж, в пределах которого проходят активные эрозионные процессы. Частичное разрушение коренных объектов полезных ископаемых приводит к формированию россыпей золота, весьма бедных и немногочисленных в виду отсутствия коренных россыпеобразующих формаций.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Площадь листов Q-41-XXI, XXII расположена в пределах Новоземельско-Уральского минерагенического пояса и Западно-Сибирской провинции.

В составе Новоземельско-Уральского минерагенического пояса в границах листа выделяются части четырех минерагенических мегазон, принципиально отличающихся историей развития и минерагенией: Предуральской, Западно-Уральской, Центрально-Уральской и Тагило-Магнитогорской.

Предуральская минерагеническая мегазона выделяется в контурах Предуральского краевого прогиба и в пределах северо-западного угла листа Q-41-XXI находится в автохтоне и паравтохтоне под покровом Лемвинского аллохтона. Отложения краевого прогиба уверенно прослеживаются в этой части листа по сейсморазведке и соответственно она относится к **Северо-Предуральской нефтегазоносной области** (1Н,Гз/PZ) и входящему в ее состав **Восточно-Лемвинскому нефтегазоносному району потенциальному** (1.1Гз) [78].

Центрально-Уральская минерагеническая мегазона представлена тектоническими блоками «бескорневых» доуралид моллюдовождской свиты позднего рифея – раннего кембрия в составе Восточно-Лемвинского пакета покровов Лемвинского аллохтона в составе Лемвинского аллохтона. Непосредственно на территории листа данные образования какой-либо явно выраженной рудной специализации не имеют и являются лишь благоприятной средой для локализации бедной медной и свинцово-цинковой минерализации кварцево-жильного типа, источник которой предположительно, может быть связан с более поздней вулканической активностью в рифтогенную стадию уралид (Є₃-O₂) или перераспределением рудного вещества в коллизионную их стадию. По формальному признаку согласно легенде данные образования отнесены к **Ляпинской уран-вольфрам-золоторудной минерагенической зоне** (2 Au,W,U/PR₂,P)

Западно-Уральская минерагеническая мегазона представлена частью **Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцеворудной минерагенической зоны** (3 Mn, Ba, Au/Є₃-P), минерагения которой определяется, в первую очередь, стратиформным баритовым, марганцевым и фосфоритовым оруденением. Данная специализация является типовой для батинальных

осадочных комплексов глубокого шельфа, континентального склона и подножья. С начальной рифтогенной стадией развития зоны, характеризующейся широким проявлением контрастного риолит-базальтового магматизма, связано золотое оруденение золото-кварц-сульфидной формации и жильное медно-полиметаллическое оруденение, которое в основном концентрируется в пределах Погурей-Тыкотловского золоторудного района.

Погурей-Тыкотловский золоторудный район (3.1 Au/С₃-О) представлен своей северной частью и охватывает область развития преимущественно позднекембрийско-ордовикских формаций Восточно-Лемвинской подзоны в пределах Восточно-Лемвинского пакета покровов. В районе практическое значение имеет лишь золотое оруденение золото-кварц-сульфидной формации, которое локализуется на площади листа Q-41-XXI, в пределах потенциального Пожемависского золоторудного узла [112], [19], [Крашенинников А.Л. 1993ф], [Кудрявцев 1994ф].

Пожемависский золоторудный узел потенциальный (3.1.1 Au) оконтуривается по развитию известных проявлений и пунктов минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации, наличию поисковых признаков в виде шлиховых потоков золота, геохимических аномалий золота, меди и полиметаллов (рис. 8.2.1 и 8.2.2).

Наиболее изученное золотое оруденение в пределах узла приурочено к Дальнему золоторудному полю потенциальному (3.1.1.2 Au), которое включает прогнозируемое малое месторождение Дальнее (П-2-9), проявления Северное, Дайковое, Подкова и др.

В северной части Пожемависского РУ в бассейне р. Харута расположено Няньюоргинское рудное поле потенциальное (3.1.1.1 Au), выделенное Н.В. Лютиковым (рукопись) и М.Я. Поповым [78]. Оно включает проявление Двуглавое (П-1-25) и установленное С.И. Фоминым проявление Горняцкое (П-1-4).

Тагило-Магнитогорская минерагеническая мегазона представлена на площади *Райизско-Войкарской титан-медь-хромитовой минерагенической зоной* (4Cr,Cu,Ti/O₂-D₃). Ее облик определяют рудные формации, связанные с магматическими комплексами океанической и островодужной стадий палеоокеанического сектора уралид.

В составе зоны выделяются Войкаро-Сынинский хромитовый рудный район с промышленным хромитовым оруденением генетически связанным с гипербазитами райизско-войкарского комплекса, Кэршорская золото-платино-меднорудная рудоносная зона в контурах расслоенного дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского комплекса, с которым связаны титаномагнетитовая и платино-золото-палладиево-меднорудная минерализация и Малоуральский медь-молибден-железорудный район в пределах области развития Малоуральской вулcano-плутонической ассоциации, для которой характерна скарно-магнетитовая (с золотом) и медно-молибден-порфиоровая (с золотом) минерализация.

Войкаро-Сынинский хромитовый рудный район (4.1 Cr/O₂) выделяется в контурах Войкаро-Сынинского массива альпинотипных ультрамафитов. На территории листа в его пределах выделяется один Лаптопайский хромитовый рудный узел потенциальный (4.1.1 Cr), наиболее значимые проявления хромитовых руд в пределах которого Игядей-Юганское (I-1-13), Лаптопайское (I-1-16) и др. объединены в составе Игядейского хромитового рудного поля потенциального (4.1.1.1 Cr).

Кэршорская платино-золото-меднорудная рудоносная зона (4.2 Cu,Au,Pt/O₃-S₁), с оруденением платино-золото-палладиево-медной формации, пространственно совпадает с областью распространения образований кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Характеризуется титано-магнетитовой минерализацией, локализованной в габброидах, гидротермально-метасоматической сульфидной (преимущественно медной) минерализацией в клинопироксенитах, верлитах, изменённых габбро, в ряде случаев сопровождающейся повышенными содержаниями золота, платины и палладия, а также самостоятельной золото-платиноидной (платино-палладиевой) минерализацией, локализуемой преимущественно в клинопироксенитах. На территории листа признаки отмеченной выше минерализации оконтурены в Чигимхарутский золото-палладий-меднорудный узел потенциальный (4.2.1 Cu,Au,Pt). Значимые проявления данной минерализации в пределах листа не установлены.

Малоуральский железо-молибден-меднорудный район потенциальный (4.3 Fe,Mo,Cu/S₁-D₃) представлен на территории листов Сынинско-Нелкаеганским железо-молибден-меднорудными узлом потенциальным (4.3.3.1 Fe,Mo,Cu), в пределах которого значимых проявлений минерализации также не установлено. Выделение узла ос-

новывается на аналогиях с расположенным севернее на листе Q-41-XVII Таньюским железомолибден-меднорудными узлом.

Вне вышеохарактеризованных минерагенических зон на территории листов выделяются три потенциальных золоторассыпных района.

Лемвинский золотороссыпной район потенциальный (0.1Au/Q) объединяет шлиховые потоки золота в водотоках западного склона Полярного Урала, относящихся к бассейну р. Лемва.

Войкаро-Сынинский золотороссыпной район потенциальный (0.2Au/Q) объединяет шлиховые потоки и россыпепроявления золота в водотоках восточного склона Полярного Урала и Западной Сибири в бассейнах рр. Войкар и Мокрая Сыня. Наиболее значимым и практически отработанным в результате опытно-промышленной добычи здесь является элювиальная россыпь участка Дальний, связанная с одноименным проявлением коренного золота.

Хулгинский золотороссыпной район потенциальный (0.3Au/Q) объединяет шлиховые потоки золота в водотоках восточного склона Полярного Урала и Западной Сибири, относящихся к бассейну р. Хулга.

Западно-Сибирская минерагеническая провинция выделяется в пределах развития чехла Западно-Сибирской плиты, который на территории листов не отличается большим разнообразием в части полезных ископаемых. На территории листа предположительно прослеживается фрагмент *Сосьвинско-Салехардского бурогоугольного бассейна* (5 УБ,А1/Т₃-К₁), относящийся к *Хулгинско-Салехардскому бурогоугольному району* (5.1 УБ/Т₃-К₁). Непосредственно на территории листа по ряду косвенных признаков выделяется Харасавэйлорская (Войкарская) перспективная угленосная площадь (5.1.1).

Юго-восточная часть листов потенциально перспективна на углеводородное сырье и относится к *Приуральской нефтегазоносной области потенциальной* (6 Н,Гз).

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ, ЛОКАЛЬНЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПЛОЩАДИ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Несмотря на большое разнообразие полезных ископаемых, далеко не со всеми могут быть связаны перспективы прироста минерально-сырьевой базы в пределах территории листа. Из-за недостаточной изученности и отсутствия инфраструктуры (делающих нерентабельными добычу и транспортировку) практически все объекты твердых полезных ископаемых на территории листа Государственным балансом не учитываются.

Часть перспективных площадей с ресурсами кат. Р₃, зафиксированных в графических материалах комплекта, выделено в процессе предшествующих работ, а также прогнозно-минерагенических исследований (2006-2008 г.г.) на Полярном Урале в зоне проектируемой железной дороги Ивдель-Лабытнанги [138]. Для этих подразделений выполнена количественная прогнозная оценка ведущих полезных ископаемых по категории Р₃, составлены и апробированы паспорта.

По результатам настоящих работ оценки прогнозных ресурсов по ряду площадей были уточнены.

Ниже при описании благоприятных факторов локализации все виды сырья, по которым приведены прогнозные оценки, даются в «традиционной» последовательности.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Мезозойская угленосность в отложениях чехла Западно-Сибирской плиты и обусловлена сочетанием благоприятных тектонических, палеофациальных и палеоклиматических факторов (стабильный платформенный режим, прибрежно-бассейновые условия седиментации, теплый и влажный климат с обильной растительностью). Размещение угольных пластов контролируется отчетливой литолого-стратиграфической избирательностью – терригенные отложения с преобладанием тонко- и мелкозернистых осадков в составе яны-маньинской и маурыньинской свит юры.

Уголь бурый. На соседней площади (лист Q-41-XVII) угленосные отложения вскрыты двумя буровыми скважинами – X-200, X-201 [131] на Варчатинской угленосной перспективной площади, где угленосные отложения приурочены к двум стратиграфическим уровням – верхне-триасовому и нижне-среднеюрскому.

Линзы бурых углей в составе верхнетриасовых отложений ятринской свиты вскрыты скважиной X-200 в интервале 416.0-437.0 м [131]. По-видимому, они образовались в континентальных условиях внутренних прогибов молодой подвижной платформы и относятся к подгруппе континентальных песчано-глинистых угленосных формаций [138]. Прямых данных о возможном наличии образований верхнего триаса на листах Q-41-XXI, XXII нет, поэтому возможная угленосность данного уровня нами не оценивалась.

Бурые угли верхнего угленосного горизонта на листе Q-41-XVII слагают прослой, линзы и пласты, мощностью от 0,1 до 2,3 м (по данным каротажа) преимущественно в нижней (среднеюрской) части разреза маурыньинской свиты [131].

На территории листа Q-41-XXII скв. 2-к Войкарского профиля также в разрезе маурыньинской свиты (в другой интерпретации – тольинской [Мельгунов и др., 2008ф]) в интервале глубин 409-460 м (в основном в интервале 410-429,9 м) вскрыты прослой бурых углей мощностью 0,3-0,5 м [Затонская, 1963ф]. Анализ строения чехла по данным структурной карты по отражающему сейсмическому горизонту «А» позволяет и на основании аналогий с листом Q-41-VII выделить на листе Q-41-XXII Харасовейлорскую (Войкарскую) перспективную угленосную площадь (5.1.1 УБ). Ее прогнозные ресурсы первоначально были оценены в 256 млн. т бурого угля по кат. P₃ [128]. В дальнейшем переоценены [Мельгунов и др., 2008 ф] на основе параметров угленосности Обской прогнозной площади до 1808,0 млн.т на площадь 798 км². Коэффициент достоверности 0,25. Нами переоценка не производилась в виду отсутствия новых данных.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа железорудные проявления относятся к титано-магнетитовой и медно-железо-скарновой формациям.

Первые по содержаниям и масштабу в известных проявлениях не представляют промышленного интереса. Однако некоторыми авторами ресурсы титано-магнетитовых руд кэршорской золото-палладий-медной рудоносной зоны (в нашем понимании) в пределах территории листа оценивались достаточно высоко. В.А. Лычаковым здесь выделены три потенциальных площади (рудных поля по автору): Лаптопайская с проявлениями титаномагнетитовых руд в габброидах (100 км²) с ресурсами кат. P₃ - 2,5 млрд. т руды, Колокольненская с проявлениями малотитанистых магнетитовых руд в пироксенитах и габброидах (76 км²) с ресурсами кат. P₃ – 2 млрд. т руды и Дзеляюская с проявлениями магнетитовых руд в габброидах (100 км²) с ресурсами кат. P₃ – 2,7 млрд. т руды.

Определенные перспективы этого типа могут быть связаны Лаптопайской и Ламбиеганской магнитными аномалиями, если в качестве аномалеобразующего объекта рассматривать габброиды с титано-магнетитовым оруденением. Однако для их заверки необходимо поисково-картировочное бурение. Проведенные при ГДП-200 локальные геофизические работы (магниторазведка, электроразведка) на Лаптопайской аномалии (П-5-13) не выявили приповерхностных рудных тел скарнового генезиса [Галлиуллин, Ремизов и др., 2009ф].

Скарново-магнетитовая формация связывается по аналогии с листами Q-41-XVI, Q-41-XII связывается с приконтактовыми зонами гранитоидов собского комплекса. Имеющиеся приповерхностные пункты минерализации незначительны. По данным аэромагниторазведки масштабные объекты скарнового типа на территории листа также отсутствуют, за исключением Погрымшорской магнитной аномалии (П-6-6), природа которой, однако, оценивается разными авторами неоднозначно. На листе Q-41 [Государственная..., 2007] она отнесена к скарновому типу и ее прогнозные ресурсы оценены по кат. P₃ в 100 млн. т железных (магнетитовых руд). В.А. Лычаковым она отнесена к нескарновому (естюнинскому типу). Предполагается что магнетитовое оруденение локализовано туфах и андезитобазальтах. Ресурсы по категории P₃ оценены в 500 млн. т руды. По нашему мнению, для установления природы аномалии также необходимо поисково-картировочное бурение.

Все приведенные выше ресурсы оцениваются нами как недостаточно обоснованные и рассматриваются как авторские

При проведении работ по «Прогнозной оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследований» [Мельгунов и др., 2008ф] на территории листов выделена Ламбеюганская перспективная площадь, которая охватывает высокоаномальные магнитные аномалии Погрымшорскую, Лаптопайскую, Ламбеюганскую. По мнению авторов, они приурочены к надинтрузивной зоне образований конгорского комплекса. По-

грамшорская магнитная аномалия связывается ими с железорудными скарнами, аналогичными проявлению *Третья Рудная Горка*.

Прогнозные ресурсы (кат. Р₃) железных руд Ламбеюганской прогнозной площади до глубины 300 м оцениваются по параметрам Новогодненского рудного узла с коэффициентом подобия 0,5 в 33 млн. т [Мельгунов и др., 2008ф].

Все приведенные выше ресурсы оцениваются нами как недостаточно обоснованные и рассматриваются как авторские. Собственных оценок в виду отсутствия новых материалов нами не предпринималось.

Марганец. На территории листа марганцеворудные объекты потенциально приурочены к двум уровням, характерным для всей Лемвинской зоны: средне-позднеордовикскому (качамыльская свита) и позднедевонскому (яшмоидная пачка няньворгинской свиты).

Качамыльская свита в пределах Парнокского железо-марганцевого узла (на листе Q-41-XIX) вмещает промышленное сингенетическое железомарганцевое оруденение парнокского типа [Шишкин и др., 2001]. На территории листа Q-41-XXI выходы качамыльской свиты локальны и представлены подрудной средней (пачешорской) подсвитой. Н.В. Лютиковым установлен один пункт минерализации (I-1-7) с содержаниями на уровне первых процентов.

Няньворгинская свита на территории листа Q-41-XXI развита достаточно широко. И хотя на карте показано 2 пункта минерализации (I-1-6), (I-1-20), фактически вся яшмоидная пачка няньворгинской свиты, содержит в той или иной мере бедную сингенетическую марганцевую минерализацию гидротермально-осадочной железо-марганцевой кремнисто-карбонатной формации в виде линзочек и прослоев с силикатами, реже карбонатами (манганокальцит, иногда отмечается родохрозит) марганца (содержания на массу не превышают первых процентов Mn).

Из-за низких содержаний перспективность обеих уровней на территории листа на выявление промышленной марганценосности оценивается отрицательно.

Хром. Перспективы хромитового оруденения определяются его приуроченностью Войкаро-Сынинскому массиву альпинотипных ультрамафитов. В пределах массива выделяются крупные тектонические блоки с различным уровнем эрозионного среза, разделенные региональными тектоническими нарушениями, прослеженными по данным гравиразведки – южный Сынинский, представленный на поверхности обазованиями кэршорского комплекса, контролирует оруденение платино-золото-палладиево-медной формации, остальные тектонические блоки характеризуются более значительным уровнем эрозионного среза. и контролируют хромитовое оруденение: Лаптопайский, с максимальным уровнем эрозионного среза, контролирующей рудные поля с преимущественно высокохромистыми рудами, средний (Погурейский) с минимальным (без учета Сынинского блока) уровнем эрозионного среза с рудными полями с преимущественно глиноземистыми (огнеупорными) рудами и северный (Хойлинско-Пайерский) с промежуточным уровнем эрозионного среза, контролирующей рудные поля как с высокохромистыми, так и с глиноземистыми рудами.

Трем последним блокам соответствуют хромитовые рудные узлы – Хойлинско-Пайерский, Погурейский и Лаптопайский, расположенный на характеризуемой площади.

В пределах всех трех хромитоносных блоков максимальные масштабы проявлений как высокохромистых, так и низкохромистых руд контролируются участками с максимальной глубиной распространения ультрамафитов. Положение проекции глубоко погруженных частей массивов⁷ на поверхность может быть определено по геофизическим данным, так как они отличаются минимальной степенью серпентинизации или ее полным отсутствием и соответственно максимальной плотностью (3 и более г/м³), 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 глубоко погруженных 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-РУДГЕОФИЗИКА). Всего в пределах Войкаро-Сынинского массива отмечается 5 подобных комплексных аномалий. Их рудоконтролирующая роль подтверждена статистическими расче-

⁷ Стронниками инрузивной природы массивов ультрамафитов они рассматриваются в качестве корневых частей массивов.

тами. Особенностью Войкаро-Сынинского массива является некоторое смещение этих комплексных аномалий, фиксирующих положение наиболее глубоких частей массива, в сторону его юго-восточного контакта и частично за его пределы, что обусловлено общим падением массива на юго-восток.

Отмечается также тенденция к локализации более высокохромистых руд ближе к лежащему (северо-западному) борту массива.

Приведенные закономерности в процессе работ использовались в качестве среднемасштабных критериев прогнозирования.

Локальные критерии прогнозирования хромитового оруденения применительно к Войкаро-Сынинскому массиву наиболее полно разработаны Б.В. Перевозчиковым [141], А.М. Овечкиным [140], В.Г. Котельниковым [157] и приводятся ниже с некоторыми дополнениями.

Среди локальных минерагенических факторов I-го 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 хромитовосности 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 жилородными, шпириво-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 Лаптопайского блока проявлений и ПМ 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 светлозеленых дунитов, обычно локализующихся на границе с хромитовым оруденением, говорит о близком расположении рудных тел;

- наличие зон сульфидной минерализации (обычно находятся на расстоянии десятков м от богатых хромитовых тел, но могут быть связаны и с другими объектами) [157].

По этим критериям находящийся на территории листов Лаптопайский блок Войкаро-Сынинского массива, в пределах которого расположен Лаптопайский рудный узел, с Игдейским хромитовым рудным полем (4.1.3.1 Cr) представляется наиболее перспективным, как в плане уже выявленных прогнозных ресурсов высокохромистых руд, так и в отношении расширения ресурсной базы последних.

Перспективность Лаптопайского рудного узла определяется существенным преобладанием в его пределах высокохромистых руд над глиноземистыми (соотношение их прогнозных ресурсов составляет 20,4:1), что обусловлено глубоким эрозионным срезом Лаптопайского блока, существенно превышающим уровень эрозионного среза Хойлинско-Пайерского и Погурейского блоков.

Лаптопайский блок отделен от остальной, северной, части Войкаро-Сынинского массива крупным Погурейским разломом, который прослеживается далеко на юго-восток под платформенными отложениями чехла Западно-Сибирской плиты и проходит вдоль градиентной зоны, разделяющей региональные гравитационные поля, существенно различающиеся по интенсивности, что свидетельствует о его важной роли и значительных вертикальных смещениях вдоль его плоскости. В пределах Войкаро-Сынинского массива по плоскости разлома происходит пе-

ремещение Лаптопайского блока вверх, и обусловленная этим его глубокая эрозия. Вследствие юго-восточного падения массива это приводит к кажущемуся перемещению этого блока на юго-восток. Глубокий уровень эрозионного среза Лаптопайского блока доказывается заметным уменьшением видимой его мощности, более интенсивным метаморфизмом ультрамафитов [141] и, прежде всего, кардинальной сменой характера хромитового оруденения к югу от Погурейского разлома, в пределах Лаптапайского рудного узла.

Последнее выражается в резком увеличении в составе хромитовых руд доли высокохромистых. По проведенным нами расчетам (исходные данные взяты из работы [141]) отношение плотности прогнозных ресурсов высокохромистых и глиноземистых руд в Лаптопайском рудном узле составляет 20,4, тогда как по остальной части массива (Хойлинско-Пайерский и Погурейский рудные узлы) это отношение составляет 0,39.

Таким образом, отношение плотности прогнозных ресурсов высокохромистых и глиноземистых руд к югу от Погурейского разлома возрастает в 52 раза, что едва ли можно объяснить случайностью.

Заметим также, что площадь Игядейского рудного поля составляет менее пятой части суммарной площади рудных полей массива и при этом содержит ~ 46% всех прогнозных ресурсов высокохромистых руд.

Перспективность рассматриваемой части массива на высокохромистое оруденение, подтверждается также высокой частотой встречаемости высокохромистых хромшпинелидов в рудных проявлениях (79% от всех имеющихся определений в пределах Лаптопайского рудного узла, по сравнению с ~ 29% в пределах северной части Войкаро-Сынинского массива). По этим параметрам выделяемые перспективные участки подобны массиву Рай-Из и наиболее продуктивному в пределах Кемпирсайского массива Юго-Восточному подятию («Главному рудному полю»), отличаясь от этих эталонных объектов несколько меньшим эрозионным срезом, что позволяет предполагать наличие богатого промышленного оруденения на глубинах, не превышающих первые сотни метров.

Представляется также, что перспективы Лаптопайского рудного узла не ограничиваются одним лишь Игядейским рудным полем, так как за пределами последнего в Лаптопайском рудном узле имеются шесть рудопроявлений хрома, многочисленные пункты хромитовой минерализации и геохимические аномалии хрома. Все эти поисковые признаки прослеживаются вплоть до юго-восточной границы рудного узла (и соответственно Войкаро-Сынинского массива), хотя и с меньшей частотой, чем в Игядейском рудном поле.

При оценке прогнозных ресурсов высокохромистого оруденения Лаптопайского рудного узла за пределами Игядейского рудного поля по категории P_3 его площадь за вычетом площади Игядейского рудного поля (221 кв. км). умножалась на площадную продуктивность Игядейского рудного поля в отношении высокохромистых руд (0,5 млн.тонн/кв. км.) и на коэффициент, учитывающий не полную аналогию геологической обстановки в пределах площади Игядейского рудного поля и на оцениваемой площади Лаптопайского рудного узла.

Расчетная формула:

$$Q = k * q * S,$$

где Q – прогнозные ресурсы категории P_3 (млн.т.), q – площадная продуктивность (млн.тонн/кв. км.), k – коэффициент, учитывающий неполноту аналогии эталонной площади Игядейского рудного поля и оцениваемой. При выборе последнего учитывались наблюдаемые различия в плотности распределения хромитовых рудопроявлений и геохимических аномалий хрома в пределах Игядейского рудного поля и на оцениваемой части Лаптопайского рудного узла.

Плотность хромитовых рудопроявлений в пределах Игядейского рудного поля в 4,4 раза выше чем за ее пределами, сходные различия наблюдаются и для геохимических аномалий хрома – в пределах Игядейского рудного поля они занимают около 60% площади, а за ее пределами около 15%. Кроме того, Игядейское рудное поле находится в приподошвенной части массива, а значительная часть оцениваемой площади – в прикровельной, что может привести к снижению доли высокохромистых руд. Исходя из этих соображений коэффициент, учитывающий неполноту аналогии эталонного и оцениваемого объектов, принимался равным 0,1.

Полученная оценка прогнозных ресурсов категории P_3 составила:

$$Q = 0,1 * 0,5 * 221 = 11,05 \text{ млн.т высокохромистых руд.}$$

Эти прогнозные оценки базируются как на богатом эмпирическом материале, так и на теоретических представлениях об образовании хромитового оруденения. Предполагается, что хро-

митовые руды формируются «в процессе расщепления неистощенных гарцбургитов в зонах пластично-сколовых деформаций на комплементарную серию – дунитовый рестит, пироксениновый и хромитовый мобилизаты» [141]. Такой способ образования хромититов 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 пироксениновых и хромитовых мобилизатов невозможно. Помимо этого, совершенно не понятно, как бедные хромом «неистощенные гарцбургиты» могут продуцировать «хромитовый мобилизат». Как показали исследования ультрамафитов и хромититов ряда офиолитовых комплексов и расслоенных интрузий [29], [95], [97], [103], [106], [107], 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 [90], [92], [93] 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 [106], [107], расплава того же состава, но в большей степени дифференцированного [91]. Как возможный механизм обогащения кремнеземом исходного расплава привлекается и процесс контаминации его коровым материалом [97]. Мы полагаем, что образование хромититов Войкаро-Сынинского массива связано со смещением 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 [141], а также полученные нами геохимические данные по габброидам кэршорского комплекса, показывающие определенную связь этих образований с бонинитами. Относительно приуроченности хромититов различного 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 коматитов и кимберлитов, которые содержат такие же высокохромистые шпинели, как и некоторые офиолитовые хромититы [88]. По-видимому, это связано с тем, что бониниты образуются в результате частичного плавления крайне Al-деплетированной мантии [89], [104]. В связи с этим, мы полагаем, что высокохромистые шпинелиды райзсково-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.

Медь. Собственно меднорудные формации на территории листа представлены медно-сульфидной и медно-жильной формациями гидротермального генезиса, приуроченными преимущественно к отложениям молюдвожской, молюдмусюрской, погурейской и кокпельской свит. Практического значения она не имеет.

Молюдмусюрская свита, рудоносность которой проявлена севернее на территории листа Q-41-XV (Молюдвожское месторождение медистых персчаников) рассматривается как потенциально благоприятная для локализации медистых песчаников. Однако их признаки на территории листа не выявлены.

Кокпельская свита по ряду факторов: вулканогенный характер, локализация в рифтогенных впадинах, наличие пунктов минерализации в метасоматически измененных базальтах в виде вкрапленности и прожилков с халькопиритом, проявления гидротермальных яшмоидов-джаспенритов – потенциально благоприятна для формирования медно-колчеданных руд уральского типа. минерализации (медистых песчаников)

Грубешорская свита (катируется совместно с моллюдорской в составе единого нерасчлененного подразделения) также по ряду факторов: вулканогенный характер, наличие пунктов минерализации сульфидов (пирит, халькопирит) –рассматривается, как потенциально благоприятная для формирования медно-колчеданных руд.

Прогнозная оценка ресурсов нами не проводилась в виду недостаточности данных.

Медь, молибден, золото. Являются составляющими комплексного оруденения характерного для Малоуральского железо-молибден-меднорудного района потенциального (4.3), который в целом включает два железо-молибден-меднорудных потенциальных узла Таныюский и Сынинско-Нелкаеганский (4.3.1), первый из которых расположен за пределами характеризуемой площади (листы Q-41-XVI и Q-41-XVII). В виду того, что Таныюский рудный узел изучен значительно детальнее чем Сынинско-Нелкаеганский и при оконтуривании последнего и оценке его прогнозных ресурсов рассматривался как эталонный. Поэтому приводимая ниже характеристика закономерностей размещения профильных для обоих рудных узлов полезных ископаемых – медных с примесями молибдена и золота руд медно-порфировых типа и золотых золото-кварц-сульфидного и скарнового типов приводится по результатам изучения Таныюского рудного узла.

В пределах Таныюского рудного узла расположены три потенциальные золото-молибден-меднорудные поля медно-порфировой с золотом рудной формации – Элькошорское, Манюкское и Янаслорское.

Рудный узел контролируется областью повышенной мощности вулканогенно-осадочных отложений Малоуральского позднесилурийско-девонского вулканоплутонического пояса – Варчатинско-Таныюским 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 мГл. Оруденение молибден-медно порфирового и золото-сульфидно-кварцевого типа локализуется как в пределах прогиба (преимущественно в его краевых 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 локализируются в краевых 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-порфирового 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- порфировой с золотом) и представляют собой либо ее разновидности, различающиеся глубиной формирования (более значительной для проявлений медно-порфирового типа), либо продуктами близких по времени 2-х последовательных этапов формирования (более раннего медно-порфирового 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 [Степанов А.Е. и др.,2007ф].

Характерной особенностью развития описываемого оруденения является наложение как медно-порфировой минерализации, так и золото-сульфидно-кварцевой на эпидотовые, пироксеновые, пироксен-гранатовые, пироксен-гранат магнетитовые скарны, представляющие собой внешнюю зону гидротермально рудной системы, в результате чего формируется золото-скарновое и иногда медно-скарновое оруденение.

Сынинско-Нелкаеганский потенциальный железо-молибден-меднорудный узел по геологическому строению, характеру рудной минерализации и критериям прогнозирования является почти полным аналогом описанного выше Таныюского рудного узла.

Основные различия заключаются в меньших размерах Сынинско-Нелкаеганского рудного узла, существенно меньшей (судя по данным гравиразведки) мощности вулканогенно осадочных отложений, а также в наличии двух сближенных кольцевых структур (по результатам де-

шифрования МДЗ), практически полностью совпадающих с областью распространения прямых посковых признаков - геохимических аномалий Cu, Au, Ag, Mo, Zn, Bi, Sc, Mn, а также пунктов минерализации меди и железа. К востоку от площади Сынинско-Нелкаеганского рудного узла – в области развития платформенных отложений – обширный шлиховой ореол золота, судя по характеру рельефа, область его питания расположена в пределах рассматриваемого потенциального рудного узла.

Прогнозные ресурсы Сынинско-Нелкаеганского рудного узла, оцененные по категории Р₃, составляют: меди – 346 тыс. т, молибдена – 8,4 тыс.т, золота (примеси в медно-порфировых рудах -2, 24 т, золота (золото-кварц-сульфидного и скарнового типа) -18,2 т.

Медь, палладий, золото, платина. Являются составляющими комплексного орудения платино-золото-палладиево-медной формации, пространственно совпадающей с областью распространения образований кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габрового комплекса, в контурах которого при подготовке к изданию Госгеолкарты 1000/3 листа Q-41 - Воркута [Государственная..., 2007] выделена *Кэршорская платино-золото-меднорудная рудоносная зона* (4.2). Характеризуется титаномagnetитовой минерализацией, локализованной в габброидах, гидротермально-метасоматической сульфидной (преимущественно медной) минерализацией в клинопироксенитах, верлитах, изменённых габбро, в ряде случаев сопровождающейся повышенными содержаниями золота, платины и палладия, а также самостоятельной золото-платиноидной (платино-палладиевой) минерализацией, локализующейся преимущественно в клинопироксенитах.

Перспективность этой рудной формации определяется ее комплексным характером (Cu, Pd, Au, Pt, Ag, Co, V, Ti, Fe) и наличием перспективных объектов, как на площади листа Q-41-XVII (проявления Озерное (I-4-1), Пятиреченское (Ш-2-34), так и на сопредельных площадях) [Генералов и др. 2008ф], [Государственная..., 2007].

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 [Генералов и др. 2008ф] с высокой степенью достоверности свидетельствуют о первично-магматическом накоплении полезных компонентов как magnetитового, так и сульфидного (медного, золотого и платино-палладиевого) орудения с последующей их мобилизацией и концентрированием гидротермальными растворами.

Магматический фактор проявляется в локализации вкрапленного сульфидного орудения данного типа в оливиновых пироксенитах среди расслоенных пород первой фазы кэршорского комплекса, титано-magnetитовой – преимущественно в габброидах этого комплекса. [Генералов и др. 2008ф]. О гидротермальном этапе концентрирования свидетельствуют гидротермально-метасоматические изменения, сопровождающие наиболее богатую рудную минерализацию всех перечисленных типов, секущий характер орудения и геохимических ореолов, приуроченность рудной минерализации к ослабленным зонам и кливажным трещинам [Генералов и др. 2008ф., Шишкин М.А. и др., 2005].

В число факторов, контролирующих рудные проявления платино-золото-палладиево-медной формации так же, как и в случае хромитового орудения 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 4-х ассоциаций рудных элементов, зонально распределенных относительно максимумов значений геофизических индикаторов глубинных частей массива (в порядке возрастания степени смещения)⁸.

Fe,Cu,Au(Ag) – Fe,МПП,Au(Ag) – МПП,Au(Ag) - МПП(Au) – МПП.

⁸Вычисления производились с помощью программ пакета «ПРОТЕЙ». Для приводимых выводов учитывались только результаты, отвечающие уровню значимости 0.05 (уровень надежности >= 95%).

Последние две ассоциации имеют подчиненное значение.

Наиболее реальные перспективы в пределах рассматриваемой площади существуют в отношении металлов платиновой группы (МПГ) и золота [Генералов и др. 2008ф]. МПГ представлены преимущественно платиной и палладием, по результатам изучения проявления Озерное преобладает палладий [Генералов и др. 2008ф].

По результатам статистической обработки нами выявлены также геологические и геофизические признаки наличия разрывных нарушений, значимо коррелированные с участками (прогнозируемыми ячейками), содержащими рудную минерализацию рассматриваемых типов – жильные тела основных пород, линеаментные зоны гравитационного и магнитного полей, зоны повышенных градиентов гравитационного поля. Также установлено наличие значимой корреляции участков (прогнозируемых 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.

По результатам компьютерного прогнозирования с применением программного комплекса ПРОТЕЙ установлены площади вероятного развития оруденения двух рудных ассоциаций – золото-медной и золото-платиноидной, а также площади их совместного развития (рис. 13).

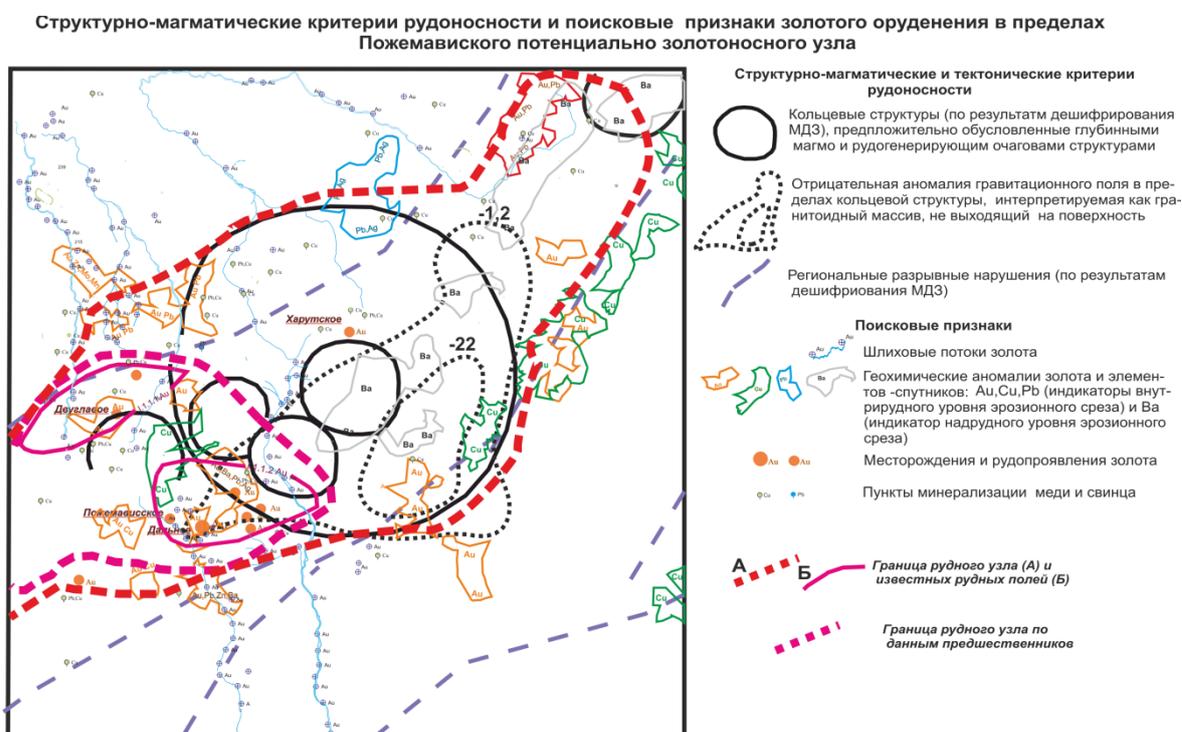


Рис. 13. Структурно-магматические критерии рудоносности и поисковые признаки золотого оруденения в пределах Пожемавиского потенциально золоторудного узла.

На рассматриваемой площади выделены два новых потенциальных рудных узла – *Чигимхартский* (4.2.1) и *Сынинский* (4.2.2).

Признаки, использованные при распознавании приведены выше, их достоверность соответствует 95-процентной надежности.

При оценке прогнозных ресурсов категории P_3 благородно-металльного оруденения в качестве эталонных использовались данные по прогнозным ресурсам категории P_1 Озерного проявления [Генералов и др. 2008ф]. Оценка прогнозных ресурсов медного оруденения производилась с использованием в качестве эталона рудопроявления меди Пятиреченское [Кучерина П.М. и др., 1991ф].

Прогнозные ресурсы эталонного проявления Озерное по благородным металлам составляют по категории P_1 до глубины 250 м: золото – 1,56 т (Ср. 0,08 г/т), платина – 2,15 т (0,11 г/т), палладий – 9,29 т (0,48 г/т). По категории P_2 до глубины 500 м оценены прогнозные ресурсы палладия в количестве 36 т со средним содержанием 4,1 г/т.

Прогнозные ресурсы меди эталонного проявления Пятиренское категории P_2 составляют 153 тыс. тонн [Кучерина П.М. и др., 1991].

Рассчитанные использованием этих эталонных данных прогнозные ресурсы Чигимхарутского рудного узла категории P_3 составляют: платины 12,7 т, палладия 54,6 т, золота 9,1 т, меди 321 тыс. т, Сынинского – платины 18,1 т, палладия 78 т, золота 13 т, меди 459 тыс. т.

Аллюминий (бокситы). Бокситы на территории листов связываются с рифогенными известняками в составе известняково-толщи пражско-эмского возраста малоуральской свиты в бассейне р. Дзеляю, который включается в состав Тыкототловской перспективной площади, прогнозные ресурсы которой по категории P_3 оценены в 2005 г. [Золоев, Федоров, 2005ф] в 22 млн. т до глубины 150 м и были апробированы ВИМСом по состоянию на 01.01.2006 г. (протокол № 5 от 27 февраля 2006 г. заседания секции Ученого совета ВИМС по геологии черных, цветных и легирующих металлов и неметаллического сырья) [Мельгунов и др., 2008ф].

Однако непосредственно на территории листов признаков бокситов предшествующими исследованиями не обнаружено [Боровский и др., 1977ф]. Поэтому северная часть Тыкотловской площади (в пределах листа Q-41-XXI) оценивается нами на бокситы отрицательно.

Золото коренное. На характеризуемой площади наибольшее практическое значение имеет золотое оруденение золото-кварц-сульфидной формации, связанное с этапом рифтогенного магматизма в позднем кембрии – раннем ордовике. Поэтому оно концентрируется в пределах полей развития погурейской (ϵ_3-O_1) и отчасти копельской (O_1) свит, которые рассматриваются в качестве рудовмещающих формаций и пространственно локализуется в ореолах березитов-аргиллизитов, приуроченных к приконтактовым зонам тел риолитов пожемавского комплекса (ϵ_3-O_1) и габродолеритов и долеритов оранг-юганско-лемвинского комплекса ($O_{1,2}$), которые рассматриваются как рудогенерирующие формации. Пространственно совпадает с Восточно-Лемвинским пакетом покровов. Наиболее золотое оруденение проявлено на площади листа Q-41-XXI в пределах потенциального Пожемавского золоторудного узла (3.1.1 Au).

Пожемавский золоторудный узел потенциальный (3.1.1 Au) с объектами золото-сульфидно-кварцевой формации (рис. 13 и 14) расположен в водораздельной части Урала, в пределах Погурей-Тыкотловского золоторудного района Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцевой минерагенической зоны. [Водолазский А.И. 1974ф, Гессе В.Н. 1978ф, Крашенинников А.Л. 1993ф, Кудрявцев 1994ф].

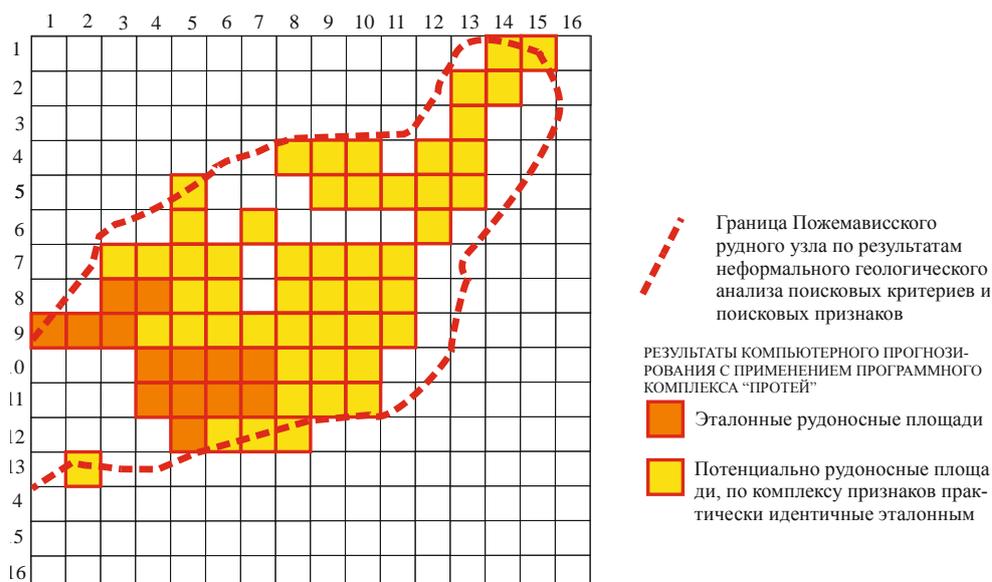


Рис. 14. Результаты компьютерного прогнозирования.

Наиболее изученное золотое оруденение в пределах узла приурочено к Дальнему золоторудному полю потенциальному (3.1.1.2 Au), которое включает прогнозируе-

мое малое месторождение Дальнее, проявления Северное, Дайковое, Подкова и др. Все они пространственно связаны с одноименными гипабиссальными телами риолитов пожежского комплекса, которым придается рудогенерирующее значение [Сазонов и др., 1999]. Собственно золотое оруденение тяготеет к зонам распространения метасоматитов березитовой и аргиллитовой формаций. Метасоматиты характеризуются аномальными концентрациями Zn, Pb, Sb, As, Au, Hg, Bi. Наиболее крупный из изученных объектов – прогнозируемое малое месторождение Дальнее (П-2-9) представлено шестью минерализованными зонами мощностью до 64 м и протяженностью до 600 м, сочетающими вкрапленную, прожилково-вкрапленную и жильную формы рудной минерализации. Содержания золота от 0,1 до 501,1 г/т при среднем 2,3 г/т. По рудоносным метасоматитам развиты золотоносные коры выветривания линейного и линейно-площадного типов с промышленными (от 0,38 до 185 г/т) и нередко ураганскими содержаниями золота до 767,7 г/т и серебра до 260 г/т. Объект не оконтурен на флангах по простиранию и склонению рудных тел. Прогнозные ресурсы месторождения Дальнее по данным В.М. Макова [1977ф], оценены по категории P_1 в 8 т. Прогнозные ресурсы остальной части рудного поля по категории P_2 в 15 т [Шишкин, 2005].

В северной части Пожежависского РУ в бассейне р. Харута расположено Н я н ь в о р г и н с к о е р у д н о е п о л е п о т е н ц и а л ь н о е (3.1.1.1 Au), выделенное Н.В. Лютиковым (рукопись) и М.Я. Поповым [Шишкин, 2005]. Оно включает проявление Двуглавое (П-1-25) и установленное С.И. Фоминым проявление Горняцкое (П-1-4). Первое представлено рудоносной зоной, приуроченной к метасоматически измененным песчаникам погурейской свиты, прослеженной на 2 км при ширине 100-150 м, содержания золота от 0,11 до 6,7 г/т. Тип минерализации золото-пиритовый. На глубину проявление не изучено. С учетом присутствия на участке высококонтрастных вторичных ореолов золота вероятно выявление здесь новых золотоносных минерализованных зон и жильных тел. Проявление Горняцкое расположено 7 км от проявления Двуглавое. Золоторудная минерализация приурочена к субсогласной минерализованной зоне мощностью до 30 м с установленной протяженностью до 300 м (полная ее протяженность неизвестна). Оруденение представлено рудными кварц-кальцитовыми прожилками, локализованными в терригенных породах погурейской свиты. Содержание золота от десятых долей до 4,7 г/т на интервал до 2 м, в прожилках с сульфидами (галенит, пирит) содержания золота от 0,67 до 47 г/т. Зоны метасоматических изменений пространственно приурочены к силлам долеритов оранг-юганско-лемвинского комплекса. На значительно более широкое проявление здесь золоторудной минерализации указывают потоки самородного золота в делювии и по основным водотокам участка (руч. Олений, р. Колокольня), а также наличие крупной (протяженностью более 2,5 км) полосы литохимических аномалий спутников золота – цинка, свинца и меди.

К северу в истоках р. Пожемаю расположено проявление Харутское (I-3-14), аналогичное вышеописанным [Гессе, 1981], которое предшественниками [Шишкин и др., 2005; Мельгунов и др., 2008] не включалось в контуры ранее выделявшегося Пожежависского потенциального рудного узла.

При оценке прогнозных ресурсов Пожежависского потенциального рудного узла на золото предшественники исходили из параметров кедровско-сухоложского золоторудного узла и площади Пожежависского золоторудного узла 200 кв. км. Оценка прогнозных ресурсов золота категории P_3 составила 50 т [Мельгунов и др., 2008].

Изучение закономерностей размещения золотого оруденения с учетом, как данных предшественников, так и новых, в частности результатов геохимических исследований [Галлиулин и др, 2009ф], увязанных с результатами проведенного Е.К.Федоровой дешифрирования материалов дистанционного зондирования и интерпретации геофизических материалов позволило скорректировать границы Пожежависского золоторудного узла в сторону увеличения его площади, так как прямые и косвенные признаки золотого оруденения прослеживаются от его ранее принятой восточной границы в направлении на северо-восток в пределах Погурей-Тыкотловского рудного района вплоть до северной границы листа Q-41-XXI. Золотое оруденение, как на месторождении Дальнее, так и на известных рудопроявлениях сопровождается широким развитием минералов меди, свинца, цинка, содержание которых достигает первых процентов, в связи с чем наряду с золоторудной минерализацией, шлиховыми ореолами и геохимическими аномалиями золота, в качестве весьма информативных прямых поисковых признаков могут рассматриваться широко развитые на площади пункты минерализации Cu и Pb, а также геохимические аномалии данных элементов. Участки распространения этих признаков на рассматриваемой площади перемежаются с участками развития геохимических аномалий бария, которые по результатам наших исследований на других золотоносных площадях Урала

могут являться индикаторами надрудного уровня эрозионного среза золоторудных объектов золото-сульфидно-кварцевой формации [Сахновский и др., 2003ф].

В пределах площади развития перечисленных поисковых признаков по результатам дешифрирования МДЗ выделена Харутская кольцевая структура диаметром более 20 км, которая, по нашему мнению, может фиксировать положение глубинной очаговой структуры (крупного гранитоидного плутона или гранито-гнейсового купола), что отчасти подтверждается наличием в ее контурах площадной отрицательной аномалии гравитационного поля (по результатам энтропийной фильтрации) до -24мГал^9 . Эти значения являются наиболее низкими в Западно-Уральской мегазоне в пределах площади работ.

Выделенные предшественниками золоторудные поля Няньворгинское (3.1.1.1) и Дальнее (3.1.1.2) контролируются юго-западной границей рассматриваемой кольцевой структуры – первое непосредственно примыкает к этой границе с востока, второе пересекается ею. В пределах кольцевой структуры (вне площади выделенного предшественниками рудного узла) – в ее центре и на периферии, а также в обрамлении отмечаются многочисленные поисковые признаки, перечисленные выше, – пункты минерализации Cu, и Pb, геохимические аномалии Au, Cu, Pb, Ag, Ba. Почти в центре кольцевой структуры (за пределами ранее принятой границы Пожемависского золоторудного узла) расположено золоторудное проявление Харутское. Кроме того, в ее пределах – в истоках и в верхнем течении р. Мокрая Сыня расположены 2 шлиховых потока золота, а также отдельные пробы со знаками золота в притоках р. Северная Харута, заведомо имеющие источники питания внутри нее. К северо-востоку от кольцевой структуры встречаются площадные геохимические аномалии Au, Pb и Ba пункты минерализации Cu, а также единичные шлиховые пробы со знаками Au. Всего в пределах Погурей-Тыкотловского золоторудного района северо-восточнее ранее принятой границы Пожемависского рудного узла по результатам проведенных геохимических поисков [Галлиулин и др., 2009ф] выделено 14 площадных моноэлементных и полиэлементных геохимических аномалий Au, Cu, Pb, Ag, Ba площадью от первых км² до десятков км². В юго-западной части Харутской кольцевой структуры и непосредственно к юго-западу от нее по результатам дешифрирования МДЗ выделены четыре более мелких кольцевых структуры диаметром 4 – 7 км, с которыми также пространственно связаны поисковые признаки – геохимические аномалии Au, Cu, Pb, Ag, Ba, рудопроявления Au, пункты минерализации Cu и Pb и др.

Оценка объективности рудоконтролирующей роли кольцевых структур, выделенных по результатам дешифрирования МДЗ, а также рудоконтролирующей роли выделенной по результатам интерпретации гравиразведки надынтрязивной зоны проводилась с помощью программы ПРОТЕЙ-1, вычисляющей матрицу коэффициентов корреляции между дихотомическими (неколичественными) переменными, принимающими два значения: 1 (наличие признака в прогнозной ячейке) и 0 (отсутствие признака). Размер прогнозной ячейки составлял 6,25 км². Количество прогнозных ячеек на исследуемой площади (Пожемависский рудный узел и его окрестности) составляло 256.

Для кольцевых структур расчеты производились отдельно для контура структуры (собственно кольца) и для площади внутри кольца.

Надынтрязивная зона ограничивалась изолинией -12мГал (эта изолиния - последняя четко повторяющая форму концентрической структуры аномалии).

Результаты представлены ниже в виде ранжированных рядов коэффициентов всех значимых (достоверных с вероятностью 0,95) коэффициентов корреляции прямых и косвенных поисковых признаков соответственно с кольцевыми структурами разных порядков (приведены данные только для собственно кольцевых структур) и с выделенной по геофизическим данным надынтрязивной зоной (таблицы 7, 8 и 9).

Таблица 7

⁹ Примечание редактора. В виду доказанной покровно-надвиговой структуры Лемвинского аллохтона, наличие автохтонных гранитоидных массивов или гранито-гнейсовых куполов, служивших источником руденосных растворов маловероятно. И Няньворгинское и Дальнее рудные поля находятся в аллохтонном залежании в составе Восточно-Лемвинского пакета покровов и перемещены на десятки км от своего первоначального места формирования. А отрицательная гравитационная аномалия объясняется наличием в автохтоне легких терригенных пермских пород краевого прогиба. Это подтверждено материалами сейсморазведки и бурением параметрической скважины 1-Восточно-Лемвинская. Формирование гипабиссальных риолитов пожемского комплекса, как и габбро-долеритов оранг-юганско-лемвинского комплекса, с которыми пространственно связано золоторудное оруденение Дальнего и Няньворгинского рудных полей являются продуктами рифтогенной стадии уралид.

**Значимые коэффициенты корреляции кольцевых структур I-го порядка
(диаметром 20-25км)**

Признак	Коэффициент корреляции
Надынтрузивная зона	+0.40
Геохимич. аномалии Au	+0,26
Геохимич. аномалии Ag	+0,25
Геохимич. аномалии Pb	+0.22

Таблица 8

**Значимые коэффициенты корреляции кольцевых структур II-го порядка
(диаметром 4-7км)**

Признак	Коэффициент корреляции
Геохимич. аномалии Ba	+0.36
Надынтрузивная зона	+0.33

Таблица 9

Значимые коэффициенты корреляции площадей развития надынтрузивной зоны

Признак	Коэффициент корреляции
Геохимич. аномалии Ba	+0,50
Кольцевые структуры I-го порядка	+0.40
Кольцевые структуры II-го порядка	+0,33
Проявления и месторождения Au	+0,20

Приведенный способ оценки рудоконтролирующей роли геологических образований снимает вопрос о неоднозначности интерпретации их природы, так как оценка производится чисто эмпирическим путем. Независимо от того, являются ли правильными наши представления о том, что рассматриваемые кольцевые структуры отвечают очаговым структурам, а отрицательная гравитационная аномалия обусловлена гранитным массивом (или гранито-гнейсовым куполом) их рудоконтролирующая роль отвечает результатам расчетов. Это конечно не означает отсутствия необходимости заниматься интерпретацией, так как рано или поздно возникает практическая необходимость в осмыслении полученных результатов.

Наличие потенциально рудоконтролирующей кольцевой структуры, и потенциально рудоконтролирующего гранитного массива (или гранито-гнейсового купола), рудопроявления Харутское, пречисленных поисковых признаков, а также многочисленных тел рио-литов пожемависского комплекса позволило увеличить площадь потенциального Пожемависского рудного узла до северной границы листа Q-41-XXI (рис.13 и 14). В пределах уточненной площади в аллювии транзитных водотоков отмечено присутствие золота, арсенопирита, галенита, сфалерита, блеклых руд, халькопирита, пирита, шеелита, киновари, барита.

Ниже приведены основные характеристики рассматриваемой потенциально рудоносной площади.

Преобладающий рудно-формационный тип прогнозируемого оруденения на основе аналогий с известными проявлениями – золото-сульфидно-кварцевый в березитах и аргил-лизитах, геолого-промышленный тип жильно-штоковерковый и минерализованных зон.

Профилирующая металлогеническая специализация: золото (свинец, цинк, серебро).

Возраст металлогенического комплекса (МК): поздний кембрий-средний ордовик.

Рудовмещающая формация – вулканогенно-терригенная (рифтогенная).

Основные рудоконтролирующие структуры – Приводораздельный покров, представленный, пликативно-дизъюнктивной системой субпараллельных лежащих складок со смятыми осевыми плоскостями, осложненных серией надвигов и сбросо-надвигов и постскладчатой системой (активизированных) нарушений северо-восточного и северо-западного направлений, а также выделенная по результатам дешифрирования МДЗ Харутская кольцевая структура диаметром более 20 км, вероятно обусловленная наличием очаговой магматической структуры под подошвой Приводораздельного покрова и гранитоидный массив в ее пределах (по данным гравиразведки).

Золотое оруденение приурочено к площади развития погурейской свиты, представленной полимиктовыми и вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками, алевросланцами и метасоматическим контактовым ореолам, связанными с внедрением гипабиссальных интрузий рио-

литов пожежского комплекса, дайками и силами долеритов и габбро-долеритов оранг-юганско-лемвинского комплекса.

Подсчет прогнозных ресурсов категории P3 произведен по формуле $Q=k \times g \times S$ на основе метода аналогии.

Площадная продуктивность (g) рассчитана по суммарным прогнозным ресурсам, оцененным по категориям P1 и P2 для рудного поля Дальнего и Няньворгинского. Она составляет 0,77 т/кв. км.

Площадь Пожемависского потенциального рудного узла, за пределами известных рудных полей составляет – 752,95 кв. км.

Коэффициент сходства принят равным 0,5 исходя из уровня опосредованности территории.

При пересчете удельной продуктивности, рассчитанной для рудных полей, на продуктивность рудного узла для расчета P3 использован коэффициент 0,1 (рекомендация ЦНИГРИ).

Таким образом, прогнозные ресурсы золота Пожемависского рудного узла категории P3 составляют:

$$Q = 0,5 \times 0,77 \times 0,1 \times 752,95 = 29 \text{ т}$$

Рекомендованы к постановке на федеральный учет (Паспорт №8660469, эксперт С.Н.Калабашкин).

Кроме того, авторами проведена альтернативная оценка прогнозных ресурсов узла с использованием программного комплекса «ПРОТЕЙ».

К перспективным относились прогнозные ячейки по набору признаков практически идентичные с тем или иным подтипом рудоносных площадей (типовой ассоциацией), выделенных на втором этапе исследований. Эти перспективные ячейки выносились на карту Пожемависского рудного узла и после неформального анализа полученных результатов, производился подсчет прогнозных ресурсов по формуле $Q = k * q * S$:

1. Оценивалась площадная продуктивность (q) площади Дальнего и Няньворгинского рудных полей, исходя из их суммарных прогнозных ресурсов 53т., оцененных по категориям P₁ и P₂. Она составляет 0,77т/км²

2. Подсчитывалась суммарная площадь прогнозных ячеек, распознанных как перспективные, расположенных за пределами рудных полей (S) – 281,25 км²

3. Эта площадь перемножалась на площадную продуктивность (q) и на коэффициент сходства (k) эталонной площади Дальнего и Няньворгинского рудных полей с площадями, распознанными как перспективные.

Коэффициент сходства принимался равным 0,7. Такое высокое его значение принято с учетом того, что при расчете прогнозных ресурсов учитывалась не вся площадь рудного узла, а только те ее части, которые по результатам количественного прогнозирования распознаны в качестве наиболее перспективных (практически идентичных эталонным).

Таким образом, прогнозные ресурсы золота Пожемависского рудного узла категории P₃ за пределами известных рудных полей составляют:

$$Q = 0,7 * 0,77 * 281,25 = 151,6 \text{ т}$$

Они рассматриваются в качестве авторских.

Золото россыпное. На территории листа россыпное золото имеет существенно меньшие перспективы по сравнению с коренным золотом. Выделяются три потенциальных золотороссыпных района – Лемвинский, Войкаро-Сыньинский и Хулгинский, которые относятся к Уральской золотороссыпной провинции и несут закономерности россыпеобразования, характерные для Урала в целом: широкое развитие поверхностей выравнивания с реликтами кор выветривания, многочисленные эрозионно-структурные депрессии. Также важнейшей особенностью на этой территории является наличие неотектонических орогенных процессов в неогеновом и четвертичном периодах, что привело к захоронению и переотложению древних россыпей [Госгеолкарта...Q-41, 2007].

В целом все золотороссыпные районы характеризуется бедной и убогой золотоносностью аллювиальных образований с содержанием золота, как правило, на порядок ниже существующих промышленных кондиций.

В пределах Лемвинского золотороссыпного района на территории листа некоторыми перспективами обладает бассейн р. Харута, включающий реки Сев. Колокольня, Няньворгавож, Сев. Харута и Сев. Чигимхарута, в аллювиальных отложениях которых наблюдаются устойчивые шлиховые потоки. Источником россыпного золота для них являются коренные проявления Няньворгинского золоторудного поля и, возможно, еще не обнаруженных коренных золоторудных объектов (золотороссыпные потоки вдоль рр. Сев. Чигимхарута, Сев. Харута и Кытшильшор). Бассейн реки Харуты выше устья р. Няньворгавож характеризуется достаточно низкой золотоносностью с единичными знаками мелкого золота (разрез зерен до 0,1-0,4 мм). Ниже устья р. Колокольни наряду со знаковыми содержаниями в аллювии первой надпойменной террасы отмечаются отдельные пробы с содержанием Au от 60 до 130 мг/м³. Золото пластинчатое, размером от 0,1 мм до 1,2 мм.

В пределах Войкаро-Сыньинского золотороссыпного района в контурах Пожемависского золоторудного узла (проявления Дальнее, Двуглавое, Северное, Горняцкое и др.) выделяется *Пожемависский потенциальный золотороссыпный узел*, характеризуется также весьма невысоким средним

уровнем содержания золота во всех водотоках от 2-5 мг/м³ до 10-20 мг/м³ [Крашенинников, 1993ф]. Район потенциального золотороссыпного узла представляет собой типичную низкогорную территорию с литоморфным рельефом и поперечной гидросетью, при этом зона предгорного педимента относительно узка, не более 10 км.

Золотины в шлихах, как правило, мелкие – не более 0,1-0,3 мм, плохоокатанные или неокатанные, что свидетельствует о том, что источником материала являются проявления Дальнего золоторудного поля. В отдельных шлиховых пробах обнаруживаются концентрации золота до 100-150 мг/м³, что связывается с дренированием гидросетью незначительных по масштабу рудопроявлений, аналогичных уже известным объектам «Дальнее», «Северное» и др. Шлиховое опробование комплекса долинных образований водотоков в пределах потенциального золотороссыпного узла выявило наличие в аллювии всех уровней устойчивых шлиховых ореолов золота со знаковыми концентрациями в пределах как зоны кряжа, так и зоне подгорного педимента [Крашенинников, 1993ф]. В районе проявления «Дальнее» выявлено три основных типа россыпей проявлений золота: элювиальные, связанные с корами выветривания по рудным зонам (содержания золота 854 – 9326 мг/м³); делювиальные, образовавшиеся за счет переотложения материала кор выветривания на нижележащие гипсометрические уровни (содержания золота 9 – 233 мг/м³); аллювиальные в пойменно-руслowych и террасовых отложениях ручьев, дренирующих рудные зоны (от единичных знаков в рядовых пробах до редких содержаний до 113 мг/м³).

Прогнозные ресурсы россыпного золота в пределах Дальнего золоторудного рудного поля (по категории P₁) с учетом того, что основная часть наиболее богатой элювиальной россыпи проявления Дальнее обработана, оцениваются в 1 т Au [Госгеолкарта... Q-41, 2007].

В аллювиальных отложениях (пойменные и русловые отложения) рр. Сухая Сыня и Сыня (в районе слияния рр. Мокрая Сыня и Сухая Сыня) в результате работ А.Л. Крашенинникова [Крашенинников, 1993ф] установлен крупный (длина по руслу более 12 км) устойчивый шлиховой поток золота. В рядовых пробах содержания золота составляют 10–50 мг/м³, в отдельных пробах достигают значений 150-200 мг/м³ (макс. 207 мг/м³). Источник золота неясен (возможно перемыв потенциальных прибрежных россыпей казанцевского бассейна).

Хулгинский золотороссыпной район на территории листа характеризуется исключительно знаковой золотоносностью.

При проведении работ по ГМК-200 [Галиуллин, Ремизов и др., 2009ф] С.К. Кузнецовым (ИГиГ КомиНЦ РАН) проведены работы по изучению типоморфизма россыпного золота по ряду крупнообъемных проб (15 пр. до 1 м³), отобранным из аллювиальных отложений рек восточного склона Урала: Хоймадю, Хулга, Колокольня, Пожемаю, Мокрая Сыня, Лаптапай и Тумболава. В результате этих работ были выделены два типа золота – серебросодержащее и медьсодержащее, первое из которых соответствует золоту золото-кварц-сульфидной рудной формации, а второе медь-золото-платина-палладиевой формации (проявления типа Озерное и Пятиреченское). Серебросодержащее золото распространено практически повсеместно в аллювии рек восточного склона, в то время как медьсодержащее золото встречено лишь на реках Хулга, Колокольня и Лаптапай (в верховьях), а также в устье р. Пожемаю, однако объектов типа проявления «Озерное» на территории листа к настоящему времени не обнаружено.

В результате работ С.К.Кузнецова был также произведен морфологический анализ золота, в результате чего было выявлено, что основная часть россыпного золота на территории листа (81%) относится к классу мелкого, причем более половины (~51%) золотинок лежит в интервале 0,1-0,2 мм. Присутствует очень мелкое и пылевидное золото. Изредка отмечается золото средней крупности. Преимущественным развитием пользуются пластинчатые, комковидные и чешуйчатые частицы. Окатанность частиц золота слабая.

Платина. Прогнозные ресурсы платиноидов кемпирсайского типа для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд, оценены нами для Игдейского рудного поля (4.1.3.1) по категории P₃ с учетом данных по массиву Рай-Из, и составляют 27 640 кг. 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 и имеются обнадеживающие результаты. По данным из этой работы при переработке промышленных высокохромистых руд из альпинотипных ультрамафитов на каждые 100 000 тонн руды может быть попутно извлечено 50-100 кг платиноидов.

Барит. Потенциальная баритовая минерализация на территории листов относится к кремнисто-баритовой формации и по аналогии с более северными районами Лемвинской зоны имеет стратиформный характер и прурочена к двум стратиграфическим уровням: среднедевонскому

(пагинская свита) и ниже-верхнекаменноугольному (яйюская свита), которые показаны в качестве металлотектов. Фактически установлены только пункта минерализации в восточных выходах яйюской свиты. Поэтому перспективы территории на барит оцениваются отрицательно.

Фосфориты. Фоофоритовая минерализация на территории листов относится к кремнистой фосфоритовой формации и соответственно имеет стратиформный характер, приурочена к 2 стратиграфическим уровням: силурийскому и нижнесреднекаменноугольному.

Силурийский уровень развит повсеместно и связан с черносланцевыми отложениями нижней толщи хароткой свиты. Выделяются собственно фосфатоносные сланцы (микрозернистые фосфориты) и фосфоритовые конкреции («желваковые фосфориты»). Фосфатоносные сланцы обычно содержат 1-5% P_2O_5 , отдельные их слои (при содержаниях 8-11%) можно классифицировать как бедные пластовые фосфориты. Фосфатное вещество представлено в них микроконкреционными стяжениями коллофана размером от 0,02 до 12 мм. Конкреционные фосфориты представлены черными булавовидными и овальными конкрециями (7-10 см по длинной оси, при толщине 1,5 см) с пеллетовой структурой. Содержания P_2O_5 довольно высоки от 13 до 29%. Однако на общую массу породы не превышают 3-5%, и поэтому практического значения также не имеют.

Нижне-среднекаменноугольный фосфатоносный уровень установлен в районе как в воргашорской, так и яйюской свитах.

В углисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцах воргашорской свиты фосфориты представлены пластовыми телами с конкреционными фосфоритами мощностью 1,0-3,2 м. Фосфатные конкреции имеют уплощенную форму, размеры от долей см до 5 см по длинной оси. Содержание конкреций во вмещающих их сланцах варьирует от первых процентов до 25-30%. Содержание P_2O_5 в конкрециях составляет 18,5-25,25%. В валовых пробах содержание P_2O_5 изменяется от 0,88% до 1,23%. В обогащенных пробах P_2O_5 может достигать 10-20%. Фосфатное вещество представлено аморфным коллофаном.

В яйюской свите пункты минерализации фосфоритов единичны и представлены конкреционными фосфоритами (содержания P_2O_5 в конкрециях - 23,73-32,0%) среди черных сланцев.

В виду низкого содержания P_2O_5 на массу, сложности геологического строения, расположения района проявления фосфоритов на территории листов не представляет промышленного значения.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия на территории характеризуемых листов довольно разнообразны и определяются совокупностью особенностей ее геологического строения, физико-географических факторов и широким развитием многолетней мерзлоты. Степень гидрогеологической изученности территории весьма низкая и ограничивается лишь единичными данными о дебитах водопунктов и их химическом составе [Гессе, Гранович, 1981]. Вместе с тем, на основании геолого-структурного и формационного анализа этой территории и в соответствии с принципами гидрогеологического районирования, разработанных во ВСЕГИНГЕО (1998, 2004), выделяются фрагменты следующих гидрогеологических структур первого порядка: Уральская сложная складчатая гидрогеологическая область (II) и Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн (III). В пределах первой из них в связи со сплошным и глубоким промерзанием пород и подземных вод выделяется единая Полярно-Уральская наложенная система криогенных массивов (А) (рис. 15).

Эти структуры существенно различаются условиями формирования ресурсов подземных вод. Определяющая роль в этом процессе принадлежит широкому распространению многолетней мерзлоты с различным характером ее сплошности и мощности в этих структурах.

УРАЛЬСКАЯ СЛОЖНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Занимает большую часть территории листа Q-41-XXI и северо-западную часть листа XXII, в которую, согласно с районированием принятым во ВСЕГИНГЕО, входят структуры второго порядка – Западно-Уральский гидрогеологический массив (II₁) и Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (II₂).

Западно-Уральский гидрогеологический массив (III) охватывает поле развития в разной степени метаморфизованных терригенных и вулканогенных разновозрастных отложений в пределах Лемвинского аллохтона на северо-западе листа Q-41-XXI. Массив характеризуется преимущественно сплошным распространением многолетней мерзлоты, за исключением северо-западной части, где она имеет прерывистое распространение с широким развитием сквозных таликов [Геокриология СССР, 1988]. О гидрогеологических условиях этой территории некоторое представление дают ограниченные данные по

изучению отдельных преимущественно нисходящих источников, как из четвертичных отложений, так и из коренных пород [Гессе, Гранович, 1981]. Здесь в поле преимущественного развития терригенных пермских отложений отмечаются многочисленные источники с дебитами от 0,1 до 0,5 л/с. По химическому составу эти воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией до 0,9 г/дм³ и pH-7-8. В поле развития каменноугольных терригенно-карбонатных отложений отмечается большое количество карстовых воронок, с которыми связаны многочисленные источники с дебитами 0,12 – 0,2 л/с. Воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,14 г/дм³ и pH –6,9.

Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (II₂) в пределах листа охватывает территорию развития преимущественно кристаллических магматических, метаморфических и вулканогенных образований Войкарского аллохтона. Территория характеризуется сплошным развитием многолетней мерзлоты. По данным В.Н. Гессе и И.Б. Грановича [Гессе, Гранович, 1981] гидрогеологическая характеристика дается только относительно гипербазитов, габбро, габбро-амфиболитов и порфириновых риолитов (таб. 9.1).

Полярно-Уральская наложенная система криогенных массивов. Система частично охватывает Западно-Уральский гидрогеологический массив и полностью Тагило-Магнитогорскую гидрогеологическую складчатую область. 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 [Геокриология СССР, 1988]. Многолетняя мерзлота выполняет роль регионального водоупора. Имеющиеся данные о подземных водах этой системы криогенных массивов позволяют выделить в ней надмерзлотные водоносные горизонты в рыхлых четвертичных аллювиальных и ледниковых отложениях, а также водоносные зоны трещиноватости в различных коренных породах.

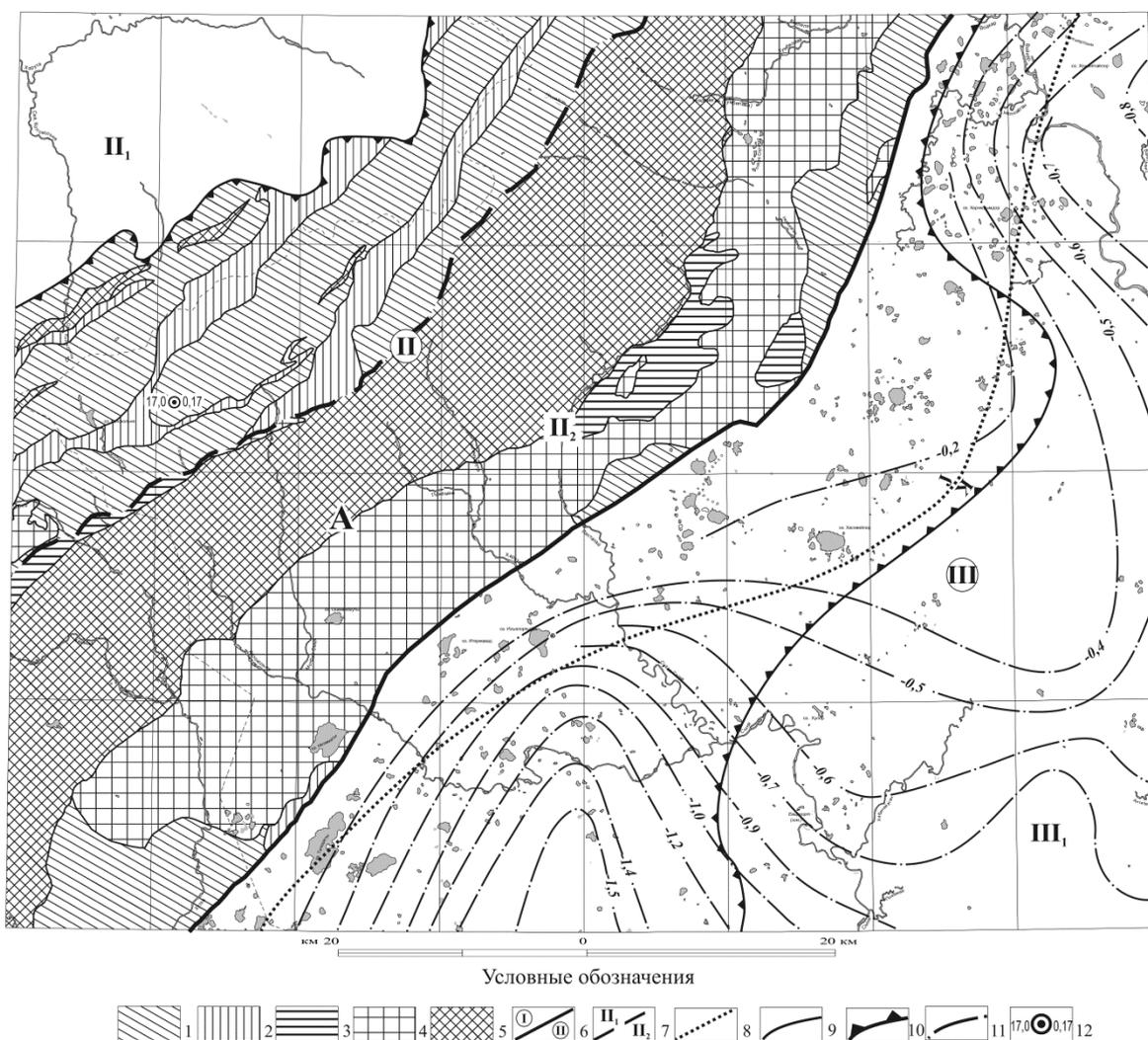


Рис. 15. Схема гидрогеологического районирования.

Условные обозначения:

Гидрогеологический структуры и их номера: П - Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область: П₁ - Западно-Уральский гидрогеологический массив, П₂- Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область; Ш - Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн: Ш₁ - Иртыш-Обский артезианский бассейн.

1-5 - Полярно-Уральская наложенная система криогенных массивов (А), сложенных преимущественно породами: 1 - вулканогенными и вулканогенно-осадочными (RF₃-D), 2 - метаморфизованными до стадии зеленых сланцев терригенными (реже карбонатными) (O_{1,2}-P), 3 - метаморфическими (PZ₃,D₃), 4 - интрузивными гранит-диоритового ряда (D_{1,2}), 5 - интрузивными основного и ультраосновного состава (V₂,O), 6-10 - границы: 6-7 - гидрогеологических структур: 6 - первого порядка, 7 - второго порядка, 8 - распространения первых от поверхности дочетвертичных водоносных комплексов (К, J) Иртыш-Обского артезианского бассейна, 9 - криогенных гидрогеологических массивов, 10 - сплошного распространения многолетнемерзлых пород; 11 - изолинии глубин залегания фундамента Западно-Сибирского артезианского бассейна (в км), 12 - гидрогеологическая скважина (участок "Дальний"), цифры у знака: слева - дебит (л/с), справа - минерализация воды (г/дм³).

Надмерзлотный таликовый аллювиальный горизонт обычно фиксируется выходами нисходящих источников на пойменной и надпойменной террасах в долинах рек и крупных ручьев. Дебиты источников невелики – 0,02-0,04 л/с. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые от слабокислых до нейтральных (рН – 6,2-7,1) с минерализацией 0,046-0,066 г/дм³.

Надмерзлотный локально таликовый горизонт ледниковых и склоновых (гравитационных) отложений характеризуется нисходящими источниками с дебитами обычно не превышающими 0,02 л/с. Воды по анионному составу преимущественно гидрокарбонатные и смешанные по катионному составу с минерализацией от 0,07 до 0,11 г/дм³ слабощелочные (рН – 7,2-8,1).

Питание как надмерзлотных, так и подмерзлотных вод в зонах экзогенной трещиноватости осуществляется за счет атмосферных осадков, таяния ледниково-снежного покрова и их инфильтрации в толщ горных пород. Этому способствует высокая степень расчлененности рельефа и значительная мощность зоны аэрации, которая по данным Н.Г.Обермана [Оберман, 2004] в осевой части Полярного Урала достигает 20 м. Установлено, что степень и мощность зоны экзогенной трещиноватости в различных породах Среднего и Северного Урала, а следовательно и фильтрационные свойства пород определяются их составом [Гидрогеология СССР, т.14, Урал, 1972]. Наименьшими мощностями характеризуются граниты (15-20 м) и интрузивные породы основного и ультраосновного состава (30-50 м). Для метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород мощность экзогенной трещиноватости увеличивается до 50-100 м. Этими особенностями с учетом глубины их промерзания определяются и емкостные свойства пород, что сказывается на их водообильности, которая характеризуется дебитами источников. Данные о подземных водах зон трещиноватости Полярно-Уральской наложенной системы криогенных массивов приведены в таблице 10. Кроме того, скважинами, пройденными в порфириновых риолитах на участке «Дальнем» вскрыты напорные самоизливающиеся воды с дебитами до 12-17 л/с. По всей видимости это меж- или подмерзлотные воды, приуроченные к зоне разлома. В пользу этого свидетельствует их несколько повышенная относительно регионального фона минерализация.

Таблица 10

Характеристика подземных вод зон трещиноватости Полярно-Уральской наложенной системы криогенных массивов

№ № п/п	Воз- раст пород	Водоносные породы	Дебит источников, л/с	Минерализация воды, г/дм ³	Преобладающий ионный состав	рН	Жесткость, мг-экв./л	Окисляемость по Кубелю, мг/л O ₂
Западно-Уральский гидрогеологический массив								
1	D ₂₋₃	терригенно-вулканогенные	незначительный	н/св.	HCO ₃ смешанный по катионам	н/св.	н/св.	н/св.
2	S-D ₁	терригенные	до 2,5	до 0,12	HCO ₃ Ca-Na	7,2	н/св.	10,0-15,0
3	O ₂₋₃	терригенно-вулканогенные	0,1-1,0	0,08	HCO ₃ -SO ₄ Na-Ca	6,9	0,3-0,4	8,2
4	O ₁₋₂	терригенные	0,1-6,0	0,03-0,04	HCO ₃ Na-Ca	6,7	0,3-0,4	10
5	PR3-C	терригенно-вулканогенные	0,004-0,08	0,04	HCO ₃ -SO ₄ Na-Ca	7,1-7,6	0,55	8,0-12,0
Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область								
6	O ₃ -S ₁	гипербазиты	0,03	0,03-0,17	HCO ₃ Ca-Mg	6,8-7,1	0,96	3,52
7	S ₁	габбро, габбро-амфиболиты	до 0,08	0,031	HCO ₃ -SO ₄ Ca	6,5	0,16	2,08
8	C-O1	порфириновые риолиты	0,05-0,08	0,15-0,17	HCO ₃ Ca; HCO ₃ -SO ₄ Ca	7,2	1,6-2,1	до 2,08

ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ СЛОЖНЫЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

На востоке территории рассматриваемых листов бассейн охватывает сложно построенную краевую часть Иртыш-Обского артезианского бассейна второго порядка (III_1) в пределах Тильтитмского выступа, Саранпаульской моноклинали и Ляпинского мегапрогиба. На большей части территории мощность осадочного чехла составляет от десятков метров до 700 м, увеличиваясь до 1500 м в малой Тильтитмской котловине. На востоке территории установлено развитие массивно-прерывистой многолетней мерзлоты мощностью до 200 м и более, которая имеет здесь двухслойное строение и прерывается сквозными таликами под руслами крупных рек и озер [Гидрогеология СССР, т. 16, 1970]; [Геокриология СССР, 1989]. На разных участках глубина залегания кровли первого от поверхности слоя многолетнемерзлых пород достигает 10 м. Мощность верхнего слоя до 50-70 м. Кровля нижнего слоя находится на глубинах менее 100 м, а мощность его не превышает 200 м. Эти слои представляют собой криогенные водоупоры, в целом определяющие гидродинамические условия этого бассейна и формирование ресурсной составляющей подземных вод.

Здесь несомненно широко развиты все три типа подземных вод, свойственных районам с развитием многолетней мерзлоты: над-, меж- и подмерзлотные порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые воды. В виду отсутствия фактического материала по подземным водам на рассматриваемой территории гидрогеологическую стратификацию разреза представляется возможным провести условно на основании имеющихся материалов по смежному с востока листу Q-41-XXIII [Затонская, 1963]. На основе этих материалов и в соответствии с принципами гидрогеологической стратификации [Принципы..., 1998] можно выделить следующие гидрогеологические подразделения:

- четвертичный водоносный комплекс;
- меловой водоносный комплекс;
- юрский водоносный комплекс.

Четвертичный водоносный комплекс повсеместно распространен на всей территории. В верхней части он сложен преимущественно озерно-болотными и аллювиальными отложениями, перекрывающими ледниковые образования, представленные глинами, песками, валунниками и галечниками общей мощностью до 50-110 м. По условиям взаимоотношения с многолетнемерзлыми породами в нем могут быть выделены водоносные криогенно-таликовые и водоупорные криогенные горизонты. Глубины залегания надмерзлотных вод 0,5-2 м, увеличиваясь на приподнятых участках до 4-5 м. По составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,08 до 0,17 г/дм³.

Меловой водоносный комплекс имеет широкое распространение в восточной части листа, залегая под четвертичными отложениями на глубинах до 50-100 и более метров и погружаясь в юго-восточном направлении. На территории листа он не изучен, но по данным по смежному листу Q-41-XXIII [Затонская, 1963] установлено, что в нижнемеловых отложениях под толщей мерзлых пород в интервале глубин 550-697 м содержатся подмерзлотные горизонты с порово-пластовыми напорными водами. Дебиты скважин до 0,01 л/с. Минерализация воды от 0,8 до 1,16 г/дм³ при гидрокарбонатном составе. Газовый состав - азотно-метановый. Температура воды +13°C.

Юрский водоносный комплекс, сложенный песчано-гравийно-галечниковыми отложениями выходит на дочетвертичную поверхность по обрамлению артезианского бассейна. Здесь на большей площади его мощность около 120-130 м, вследствие чего он частично или полностью вероятно заморожен. Далее, погружаясь на восток под меловые отложения, комплекс характеризуется наличием в нем напорных порово- и трещинно-пластовых вод, о которых можно судить по данным их изучения на смежном листе Q-41-XXIII. В интервале глубин 695-752 м вскрыты три водоносных горизонта с дебитами скважин при самоизливе от 2,3 до 3,6 л/с. Воды гидрокарбонатные и сульфатные натриевые с минерализацией от 0,8 до 3,0 г/дм³. Максимальная температура воды в пласте +15°C, а на изливе +2,5.

Таким образом, слабая изученность подземных вод в пределах этих листов позволяет лишь в общих чертах охарактеризовать гидрогеологические условия этой территории. Вместе с тем следует отметить, что наиболее благоприятные условия для формирования ресурсов пресных подземных вод в Западно-Уральском гидрогеологическом массиве обусловлены широким развитием многочисленных сквозных таликов в полях развития пермских и каменноугольных отложениях. В то же время на остальной части Полярного Урала ресурсы подземных вод весьма ограничены вследствие повсеместного распространения сплошной многолетней мерзлоты зна-

чительной мощности. Здесь основным источником питьевой воды являются реки и проточные озера, воды которых почти единичны водам четвертичных отложений. В тоже время практический интерес для целей водоснабжения мелких потребителей могут представлять подрусловые талики в долинах наиболее крупных рек и обводненные зоны разломов.

Основные ресурсы подземных вод в Западно-Сибирском артезианском бассейне связаны с меж- и подмерзлотными водоносными горизонтами в меловых и юрских отложениях, из которых могут быть получены как воды хозяйственно-питьевого назначения, так и минеральные лечебные. Это подтверждает установленный характер гидрогеохимической зональности в Зауральской части бассейна, выражающийся в смене вниз по разрезу пресных вод солоноватыми и слабосолеными [Учителева, 1974; и др.].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В пределах территории листов представлены ландшафты, принадлежащие к различным геоморфологическим зонам: горного кряжа, предгорий и равнин платформенных областей, а так же долин рек. Значительную часть листа на востоке и юго-востоке занимает Западно-Сибирская равнина, структуры горного сооружения Урала и предгорий представлены в северо-восточной части листов, крайний северо-восток относится к Русской равнине. Простираение основных орографических элементов совпадает с северо-восточным простираением геологических структур. Территория листа полностью располагается в области многолетнемерзлых пород (ММП), которые оказывают существенное влияние на развитие экзогенных процессов (ЭГП). Важнейшим фактором формирования ландшафтов так же 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 ненарушенными естественными ландшафтами, слабое техногенное воздействие на которые связано с проведением геологоразведочных и геологосъемочных работ. К следам хозяйственной деятельности человека в пределах рассматриваемой территории относятся вездеходные дороги и немногочисленные каналы, шурфы и буровые скважины, так же пройденные при проведении геологоразведочных работ. Следует отметить, что техногенные ландшафтные комплексы на рассматриваемой территории практически отсутствуют и не представляют

интереса для отдельного их рассмотрения.

С учетом геоморфологической характеристики генезиса и литологии рельефообразующих пород, распространению и интенсивности ЭГП, на листе выделяются 9 природных ландшафтов.

Плосковершинные и наклонные участки низких и средних гор(1) расположены в центральной части листа, и объединяются в виде широкой полосы северо-восточного простираения. Эти участки обладают наиболее высокими абсолютными отметками, для отдельных вершин превышающими 1000 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, в южной части - докембрийского возраста. К западу – преимущественно осадочные породы палеозойского возраста. Растительный комплекс практически отсутствует или представлен накипными корковыми лишайниками единичными кустарниками. Почвы гольцовые. Ландшафт характеризуется сплошным распространением ММП. Основными ЭГП являются гравитационные, криогенные 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 колювиально-десерпционными отложениями в меньшей степени делювиально-десерпционным образованиями по различным породам. К востоку от осевой зоны хребта преобладают в разной степени метаморфизованные интрузивные породы палеозойского и докембрийского возраста. К западу – преимущественно осадочные породы палеозойского возраста. Почвы гольцовые, горно-тундровые. Растительность отсутствует или представлена скудным и разреженным лишайниковым покровом. Сплошное развитие ММП и гипсометрическое расположение ландшафта, способствует сохранению на северных и северо-восточных экспозициях склонах значительного числа небольших по размерам и вытянутых в виде узких полос снежни-

ков. В целом площадь распространения снежников незначительна. В высокогорных карах нередко развиты современные ледники и фирновые поля. Основными ЭГП являются криогенные, 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). Охватывает водораздельные пространства Малого Урала и Западных предгорий и протягивается с юго-запада на северо-восток. Ландшафт отвечает полям развития элювиально-делювиальных отложений по интрузивным и вулканогенным породам палеозойского возраста, часто в разной степени метаморфизованным на восточном склоне Урала, и по метаосадочным породам палеозойского возраста и метавулканитам докембрийского возраста – на западном. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. Почвы глеевые, глееподзолистые, горно-таежные подзолистые и дерново-подзолистые. Растительность представлена кустарниками, лиственничными, а так же смешанными березово-лиственничными и березово-еловыми лесами. Ведущими экзогенными процессами являются криогенные, 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 вывальных 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 редколесье низких предгорий и северной тайги. ЭГП развиты в пределах сезонно-галогического 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, дресвянниками, 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-еловыми, березово-лиственничными лесами на юге склонов в предгорьях Малого Урала - с кедром. Ведущие ЭГП в данном ландшафте – заболачивание, термокарст, солифлюкция. Пораженность ЭГП высокая. Ландшафт характеризуется низкой геодинамической и геохимической устойчивостью.

Холмисто-волнистая сглаженная денудационная равнина (7) развита на юге, юго-востоке площади на территории Западной Сибири, а также вблизи северо-западной кромки листа в пределах Предуральской равнины. Ландшафт представлен сглаженными водоразделами и пологими склонами, сложенными гляциомаринием. Почвы подзолистые, дерново-подзолистые; растительность - елово-лиственничные, елово-березовые, на юге с кедром леса и редколесье северной тайги. Ведущими экзогенными процессами являются заболачивание, а при наличии массивно-островного распространения ММП к ним добавляются термокарст и криогенное пучение, на склоновых участках развиты оползневые процессы солифлюкционного характера. Степень пораженности ЭГП меняется от слабой до средней, иногда сильной в зонах заболачивания. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта средняя.

Волнистая, плоско-холмистая аккумулятивная равнина (8) 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 плоскобугристыми 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 лиственничным редколесьем. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость из-за широкого развития процессов заболачивания оценивается как низкая.

Третья и четвертая надпойменные террасы аккумулятивные (9). 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, алевроитов, песков с незначительной примесью галечников. Характеризуется островным и редкоостровным распространением ММП. Поверхности 3-ей и 4-ой надпойменных террас нередко заболочены. Там, где цоколя 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 (10). 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 меняется 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 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 ведущую роль из экзогенных процессов 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, солифлюкция. 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 благоприятствуют целый ряд факторов: избыточная увлажненность, выравненность и слабое расчленение рельефа, близповерхностное залегание широко распространенных в кайнозойском разрезе водоупорных суглинков, высокий уровень грунтовых вод в пределах речных долин. Им затронуты не только долины рек, но и уплощенные водораздельные пространства.

В зонах распространения ММП приуроченные, 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, которых почти повсеместно наблюдаются ереси. Высота бугров изменяется от 1-2 м 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 торфо-грунтами мощностью до 3 м, активно развиваются процессы термоэрозии, 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 Сг, аномальные содержания которого приурочены к Войкаро-Сыньинскому гипербазитовому массиву. По хрому аномалии ярко выражены относительно фона в гумусе и С-горизонте, но при этом не превышает ПДК, в растительности (по мху) – составляет 4-8 ПДК. На севере листов на западном склоне Уральского хребта наблюдаются аномалии Си, приуроченные к осадочным комплексам раннепротерозойского возраста. К этим же породам относятся и геохимические аномалии Рb и Си на востоке листов вблизи горы Колокольня. 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 Рb, Zn, второго класса Си, третьего класса Mn, Ва. Распределение химических элементов в почвах связано с распространением на территории ММП и положением рудных тел. Сезоннотальный 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-Сыньинский массив): Zn (1,8-1,3 ПДК), Ni (5-12 ПДК), Сг (7-10 ПДК), Ва (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 Вайкаро-Сыньинского массива и баритоносных отложений яйюской свиты и оценивается как допустимое.

К природным экологически неблагоприятным объектам относятся ареалы и зоны развития обвалов, осыпей и лавин на склонах горного сооружения и предгорий Полярного Урала, заболачивания и термокарста в пределах ландшафтного комплекса предгорных равнин, поля развития курумов, скальных выходов и уступов террас в горной и предгорной части района.

Большая часть территории листов относится к Сынско-Куноватская этническая территория, хозяйственная деятельность в пределах которой регулируется в интересах местных жителей.

Принимая во внимание приведенные данные, при сохранении нынешних темпов хозяйственного освоения территории, прогноз развития эколого-геологической ситуации может оцениваться как благоприятный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листов Q-41-XXI, XXII (второе издание) выполнены по итогам геолого-минерагенического картирования м-ба 1: 200 000 листов Q-41-XVI, XVII, XXI и XXII (Восточно-Войкарская площадь) [Галиуллин, 2009ф].

В результате работ по ГМК-200 на территорию листов Q-41-XXI, XXII 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 уточнено геологическое строение территории листов. 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 геозкологической 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 в виду 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, SRIMP II) доказан позднеордовикский возраст кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса, подтвержден преимущественно нижнедевонский возраст собского комплекса.

Перспективность Зилаиро-Лемвинской СФЗ в пределах листа на золото оценивается как высокая. В результате работ существенно увеличены прогнозные ресурсы кат. P₃ Пожемависского золоторудного узла за пределами золоторудных полей.

На основе аналогий с Кемпирсайским массивом обоснована перспективность на хромиты высокохромистого (металлургического) типа Лаптопайского хромитоворудного узла и обоснован прирост прогнозных ресурсов категории P₃ высокохромистых руд за пределами известных рудных полей.

Перспективы района на железные руды оценены отрицательно. Масштабные объекты скарного типа на территории листа по данным магниторазведки отсутствуют. Объекты с титаномагнетитовой формации бедны по содержаниям и также незначительны по масштабу.

Подтверждены перспективы Кэршорской рудоносной зоны на медное и платинопалладиевое с золотом оруденение. В пределах территории листов выделены два новых потенциальных узла – Чигимхарутский и Сынинский перспективные на благороднометальное (золото, платина, палладий) и медно-сульфидное оруденение. Дана оценка их прогнозных ресурсов по категории P₃.

Обоснована перспективность Сынинско-Нелкаеганского потенциальный железо-молибден-меднорудный узел на оруденение медно-порфирирового типа, а также золоторудное оруденение золото-сульфидно-кварцевого типа. Дана оценка узла по категории P₃ на медь, молибден и золото.

В числе нерешенных вопросов остается обоснование принятого в соответствии с Легендой... [Легенда..., 1998ф] возраста войкарской свиты, возраста таньюской 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 райизко-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. Астахо В. И., Мангеруд Я., Свенсен Ю. И. О возрасте последнего ледникового покрова Русской Арктики. //Тезисы Всероссийского совещания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке», СПб, 1998, 8 с. Батанова В.Г., Брюгманн Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов, на примере офиолитовых комплексов. 2009.
3. Бейзель А. Л. Палеонтолого-стратиграфическое обоснование возраста и корреляции верхнемеловых отложений бассейна р. Сыня (Приполярное Зауралье). Новосибирск, ОИГГ и МСОРАН, ТФИ по ТО, 1992, 95с.
4. Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система MgO-SiO₂-H₂O. В кн. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., Иностран. литер., 1950, с. 23-48.
5. Брянчанинова Н. И. Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Дис. на соискание уч.ст. д-ра геол.-минерал. наук Сыктывкар, 2004, 398 с.4.
6. Вализер П. М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала /М.: Наука, 1988. 203 с
7. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1979, 326 с.
8. Водолазский А. И., Еномян В. С. и др. Фации и стратиграфия силурийских и нижнедевонских отложений западного склона Полярного Урала. Воркута, 1973.
9. Водолазский А. И. Палеозойские отложения и особенности геологического развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Л., 1983.
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. Кечь-Пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала //Материалы второй геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, Комигиз, 1947. с.10-21.
13. Войновский-Кригер К. Г. Ордовик Лемвинской структурно-фациальной зоны (западный склон Полярного Урала). // Бюл. МОИП, отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 3. С.51-62.
14. Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория /Изд-во АН СССР, М.-Л., 1960. 93 с. (Тр. Геол. Музея им. А.П. Карпинского АН СССР, вып. IV).
15. Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М., Недра, 1988, 358 с.
16. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 454 с.
17. Гессе В. Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны. Стр. 3-6. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. М., Госгеолтехиздат. 1962.
18. Гессе В. Н. Предварительные результаты геологосъемочных работ в бассейне р.Паги (Приполярный Урал). В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Вып. 1, Сыктывкар, 1961, с.66-68.
19. Гессе В. Н., Водолазский А. И., Гранович И. Б. и др. Государственная геологическая карта. Лист Q-41-XXI. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская. 1981, 139 с.
20. Гидрогеология СССР, т. 14. Урал. М., Недра, 1972, 648 с
21. Гидрогеология СССР, т.16. Западно-Сибирская равнина., М., Недра, 1970, 368 с.
22. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-40, 41-Воркута // Ред. О.А. Кондаин. СПб., 2001. 342 с. + 6 вкл. (ВСЕГЕИ).
23. 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.
24. Дембовский Б. Я. и др. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя западного склона севера Урала. Препринт. 1988. Изд-во УрО АН СССР. Свердловск
25. Дембовский Б. Я. и др. Формации базальных горизонтов уралид севера Урала и их рудоносность. Литология и полезные ископаемые № 1. 1983. С. 41-53.
26. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974. 327 с.
27. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Недра, 1973, 95 с.

28. Захаров Ю. Ф., Важенкин К. А., Матвеев А. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Обско-Пурская. Лист Q-41-XXIX. Объяснительная записка. М., Недра, 1971, 46 с.
29. 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.
30. Зоненшайн Л. П., Кузьми М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1, 326 с.
31. Йодер Г. С., Тили К. Э. Происхождение базальтовых магм. М, Мир. 1965.246 с
32. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М., Мир. 1979. 237 с.
33. Колесник Л. С. Верхний девон и нижний карбон верховьев р. Кары (западный склон Полярного Урала). //Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 15-20.
34. Колесник Л. С. "К палеонтологической характеристике харотской свиты (S-D1) Лемвинской СФЗ." В сб. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР //Тезисы докладов XII Всесоюзной геологич. конференции //, Сыктывкар, 1994.Том II.
35. Карта аномального магнитного поля СССР м-ба 1:200 000. Изолинии (ΔTa).Серия Северо-Уральская. Листы Q-41-XXI,XXII. Авторы: Кострикина С.М., Антонович Р.М. Редактор: Кукин П.А.Новосибирский геофизический трест. 1972.
36. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых // А. П. Сигов, В. С. Шуб, П. А. Гузовский и др. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1968.
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. 55с.
38. Лазько Е. Е. Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов офиолитов (на примере Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале) / Роль магматизма в эволюции литосферы. М.:Наука, 1984, с.3-80.
39. Луанова Н. П., Марки В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала)/ Изд-во АН СССР, М.-Л., 1964. 175 с. (Тр. Геол. Музея им. А.П. Карпинского АН СССР, вып. XII).
40. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М, Мир. 1979. 122 с.
41. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. Спб.: Наука, 1999. 252 с., ил. 73
42. Макеев А. Б., Перевозчиков Б. В., Афанасьев А. К. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985, 152 с. 26.
43. Маслов М. А., Костюкова Л. А. Отчет по теме: "Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя". Воркута, 1977, 355.
44. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья. М, издательство МГУ, 1996.
45. Миклухо-Маклай А. Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XX, М., 1972.
46. Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород варисцийской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972. С. 19-27.
47. Молдаванцев 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.
48. Морковкина В. Ф. Габбро-Перидотитовая Формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967, с. 280.
49. 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.
50. Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И. Экогеология республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. Сыктывкар, 2004, 256с.
51. Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале / Тр. Арктич. Ин-та, 1936, № 47. 145 с.
52. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого/ Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-24
53. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических пород. П. ред. В.С. Попова, О.А. Богатикова. М, Логос. 2001. 763 с.
54. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак и др. / Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977, вып. 368, 221 с.
55. 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.
56. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М., "Наука", 1979, 258с.
57. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, 2000.146 с.
58. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 221 с.
59. Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (принят к изданию в 2009 г.).

60. Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVII (принят к изданию в 2009 г.).
61. Руженцев С. В., Аристов В. А. Новые данные по геологии Полярного Урала. // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М., Наука, 1998.
62. 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.
63. Савельев 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.
64. Салдин В. А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Сыктывкар, 1996.
65. Самыгин С. Г., Руженцев С. В. Уральский палеокеан: модель унаследованного развития // Доклады РАН. 2003. Т. 392, № 2, с. 226-229.
66. Самыгин С. Г. Уральский палеокеан - время образования. // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. ГЕОС. Москва. 2000. 449-453.
67. Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1978. 391 с.
68. Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала, Свердловск, 1981, 229 с.
69. Старков В. Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1985. 148 с.
70. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург, 1997.
71. Удорткина 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. Вып. 5, том 1. Стр. 135-142.
72. Учителева Л. Г. Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974, 168 с.
73. Феритате Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
74. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Из-во Московского университета. 1997. 319 с.
75. Хаин Е. В., Федотова А. А., Ремизов Д. Н. Новые данные о геологическом строении Войкар-Сыньинского мафит-ультрамафитового комплекса (уральская окраина Палеоазиатского океана) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск. 2004. Т.2. С.137-140.
76. Шинкарев Н. Ф., Григорьев С. И., Григорьева Л. В. Специфические магматические ассоциации докембрия и их рудоносность. СПб, 2003. 85 с.
77. Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Ленинград, Недра. 1983. 270 с.
78. Шишкин М. А., Астапов А. П., Молчанова Е. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000 (третье поколение), Уральская серия, Лист Q-41 (Воркута). Санкт-Петербург. 2007
79. Шишкин М. А. Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. // Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. // Сыктывкар. Фонды ИГ КНЦ УрО РАН. 2003.
80. Шишкин М. А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал). // Геотектоника, 1989, N 3, с. 86-95.
81. Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Листы Q-41-XIX, XX. (приняты к изданию в 2001 г.)
82. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XI. (принят к изданию в 2005 г.)
83. Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990, 119 с.
84. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, 1994. 283 с.
85. Юдович Я. Э., Шишкин М. А., Лютиков Н. В. и др. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала. Сыктывкар, 1998. 340 с.
86. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
87. Arth J. G. behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application. J. Res. U.S. geol. Surv., vol. 4, № 1-2, p.p. 41-47.
88. Barnes S. J., Roeder P. L. the range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. Journal of petrology, vol. 42, № 12, 2001, p.p. 2279-2302.
89. 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, p.p. 93-104.
90. 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, p.p. 991-1020.
91. Irvine T. N. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. Geology, vol. 5, № 5, 1977, p.p. 273-277.

92. *Irvine T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. Canadian Journal of Earth Sciences. 1965, № 2, p.p.648–671
93. *Irvine T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. Canadian Journal of Earth Sciences. 1967, №4, p.p.71–103.
94. *Johannes W.*, Am. J. Sci. № 267, 1969. C 1083-1104.
95. *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, 635–641.
96. *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, p.p. 223-233.
97. *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 ipueira–medrado sill, bahia, brazil. Journal of petrology, vol. 44, № 4, 2003, p.p. 659-678.
98. *Montanini a., tribuzio r.* Gabbro-derived granulites from the northern apennines (italy): evidence for lower-crustal emplacement of tholeiitic liquids in post-variscan times, journal of petrology, 2001.vol. 42 n. 12 p. 2259-2277.
99. *Osborn E. F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci. 1959, vol. 257, p.p. 609-647.
100. *Remizov D. N.* Genesis of plagiogranites as result of contamination // Geol. Survey of Finland, Special Paper 8. Helsinki, 1989.
101. *Remizov D. N., Pease V. L.* The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // GSL Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 107–123.
102. *Svendsen J., Alexanderson H, Astakhov V. I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. // Quaternary Science Reviews 23 (2004).
103. *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, p. 295-300
104. *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, p.p. 1183–1211.
105. *Takahashi N.* Origin of Plagioclase Lherzolite from the Nikanbetsu Peridotite Complex, Hokkaido, Northern Japan: Implications for Incipient Melt Migration and Segregation in the Partially Molten Upper Mantle. Journal of Petrology, 2001. Vol. 42 N. 1 P. 39-54.
106. *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, 3–21.
107. *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, p.p.615-639

Фондовая

108. *Алимов В. Ю. (отв. исполн.), Вахрушева Н. В., Уханов А. В. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе: “Разработка минералого-петрохимических критериев локализации различных типов хромитового оруднения в северной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива”. – Кн.1. Текст отчета. – ИГГ УрО АН СССР. Свердловск, 1990.
109. *Астапов А. П., Файбусович Я. Э.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:200 000 листов Q-41-71.72, XXIV, XXVII, XXVIII, XXX, XXXII-XXXIV, XXXVI; Q-42-85, 86, XXV, XXXI и геологического доизучению масштаба 1:200 000 листов Q-42-61, 62, 73, 74, Q-41-XXIX, XXXV. ТФИ по ТО, 1998, 255с.
110. *Беляевских С. Г. (отв. исполн.), Зайков В. В.* Отчет по производству поисковых работ на хромиты в южной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива (по работам 1976-1977 г.г.). ВКГРЭ. Воркута, 1978.
111. *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. ЗапсибНИГНИ, Тюмень, 1977
112. *Водолазский А. И., Маков В. М., Игнатов Н. П.* Геологическое строение территории листов Q-41-77-А,Б,В (Отчет Воравожской ГПСП по геолого-поисково-съёмочным работам масштаба 1:50000 за 1969-1973 г.г.). Воркута, 1974. Комигеолфонд, № 4608.
113. *Войновский-Кригер К. Г.* Геологические исследования в бассейне рек Ельца, Сарт-ю и Кечьпель (Полярный Урал). Воркута, 1942
114. *Галлиулин 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)» (ЯНАО), Лабытнанги, 2009.
115. *Генералов В. И. и др.* Поисковые работы на золото в пределах Войкаро-Щучинской зоны (Озерно-Пятиреченская площадь). Лабытнанги, 2008.
116. *Гессе В. Н, Гранович И. Б. и др.* Геологическое строение района верховий левых притоков рек Кок-Пела, Игядей-Юган, Чигим-Харуга на Полярном Урале. Воркута, 1960.
117. Гравиметрическая карта СССР м-ба 1:200 000 (1-е издание), листы Q-41-XXI, XII. Редукция Буге ($b_{пр} = -2,3 \text{ г/см}^3$) и ($b_{пр} = 2,67 \text{ г/см}^3$). Автор Яцкевич З.А. (редактор - Верховцев А.Г.). УТГУ, 1977.
118. *Гранович И. Б., Пиотровская Г. С.* Геологическое строение северной части листа Q-41-XXI. 1961, Комигеолфонд, № 3235.

119. Гранович И. Б., Пиотровская Г. С., Савельева Г. А. Геологическое строение средней и юго-западной части территории листа Q-41-XXI (Отчет Верхнее-Харутской ГПСП по работам 1961 г.). Воркута, 1962. Коми-геолфонд, № 3270.
120. Гранович И. Б., Савельева Г. Н. Геологическое строение средней и юго-западной части листа Q-41-XXI. ТФИ по ТО, 1963, 129с.
121. 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.
122. 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 г.г. Воркута, 1989.
123. Еномян В. С. и др. Отчёт: Формации и главнейшие особенности геологического строения Тимано-Североуральского региона (окончательный отчет по теме). 1976. Комигеолфонд.
124. Ерема Г. А., Тарутин В. А. Отчет о результатах комплексной аэрогаммаспектрметрической и аэромагнитной съемки на территории Приполярного Урала в 1976 г. Объединенная Полярно-Уральская партия Геофизической экспедиции № 1 ЗГТ. Л., 1977.
125. Ефимов Ю. М., Рауш А. П., Богданова Н. В. Отчет о результатах аэромагнитной съемки м-ба 1:50000, выполненной на Хулгинской площади в 1980 г. Ленинградская ГЭ ПГО "Севзапгеология", Л, 1981.
126. Затонская С. Г., Затонский Ю. В. Результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 листов Q-42-XXII, XXIII. Западно-Сибирская низменность, Восточный склон Полярного Урала (Отчет Войкарской геолого-съёмочной партии). 1963.
127. Колесник Л. С. Отчет "Опытно-методические работы по совершенствованию методики расчленения и корреляции ордовикских и силурийских отложений на основе изучения конодонтов на площади Косью-Кожимского района Приполярного Урала". 1986 г.
128. Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал промышленный - Урал полярный». Тюмень, 2006.
- 128а. Лычаков В. А. и др. Отчет по теме: «Комплексная оценка геолого-экономическая оценка минерально-сырьевого потенциала Полярного Урала», пос. Полярный, 1991 г.
129. Костюк Б. Ф., Нефёдов В. А. Отчёт по работам Кок-Пельской ГСП за 1961-1964 гг. Ямало-Ненецкий террит. геол. фонд, № 652. 1964.
130. Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200000 Северо-Войкарской площади. Листы Q-41-XVI, XVII, Полярный Урал. пос. Полярный, 2001.
131. Кучерина П. М., Попов И. И., Прямоносов А. П. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Войкарского синклиория, площади массива Рай-Из и его обрамления/Отчет Хараматолоуской партии по объектам: "Производство геологического доизучения масштаба 1:50000 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 1:50000 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 синклиория, проведенным в 1982-1991 г.г." ПУГРЭ. Пос. Полярный, 1991.
132. Литовченко Н. И., Романенков В. А. Результаты геолого-поисковых работ масштаба 1:50000 в пределах листов Q-41-68-Б, Q-41-69-А,Б, Q-41-57-В,Г. Полярный Урал (отчёт по работам Янас-Лорской ПСП за 1961-1964 гг.). ПУ ГРЭ, Тюмень. 1964.
133. 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).
134. Лютиков Н. В., Кузьмин М. И. Отчет по объекту: "Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Кок-пельской 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(а)". Воркута, 1995.
135. Лютиков Н. В., Фомин С. И. Общие поиски баритов центральной части Лемвинской структурно-фациальной зоны за 1983-84 гг. Воркута, 1984.
136. Маков В. М., Водлазская В. П. и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото в Лемвинской структурно-фациальной зоне за 1974-77 гг. (Пага-Лемвинская и Харутская ГПП). Воркута, 1977. Комигеолфонд, № 4979.
137. Маслов М. А., Костюкова Л. А. Отчет по теме: "Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя". Воркута, 1977, 355 с
138. Мельгунов А. Н., Водлазская 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.
139. Миклухо-Маклай А. Д. Геологическое строение территории листа Q-41-XX. (Сводный отчет Верхне-Лемвинской ГПСП по работам 1961-62 гг.). Воркута, 1963.
140. Овечкин А. М., Перевозчиков Б. В., Попов И. И. и др. Поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сыбинского гипербазитового массива. Отчёт за 1985-1999г. АООТ ПУГТП. Пос. Полярный, 1999. 1576 с.
141. Перевозчиков Б. В. и др. Отчет по теме: «Оценка ресурсного потенциала хромовых руд района транспортного коридора Урал промышленный – Урал Полярный. Пермский университет. 2005.
142. Пономарев Г. Я. 1961.

143. *Прохорова К. И. и др.* Отчет о работе Полярно-Уральской партии №4, проведенной в 1958г. ТФИ по ТО, 1959, 105 с.
144. *Прохорова К. И., Бельков Л. А., Ли Л. В.* Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 листа Q-41-XVII. Отчет о работе Полярно-Уральской партии №4, проведенной в 1958 г. ТФИ по ТО, 1959, 105 с.
145. *Пыстин А. М., Жданов А. В., Озеров В. С. и др.* Отчёт о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50000 на территории листов Q-41-77- Г ;78- Б (а,б,в), В; 88 – А, Б, В, Г; 89 – А,Б,В; 90 –А / Сынинская ГПСП, 1976-77 гг.; Тыктловская ГСП, 1979-81 гг. / Полярноуралгеология, Воркута, 1982.
146. *Перевозчиков Б. В., Овечкин А. М., Попов И. И.* Прогнозная оценка хромитонности гипербазитов Войкаро-Сынинского массива / Отчет по теме 52-т. – ОАО “СибНАЦ”. Тюмень, 2000.
147. *Савельев А. А. и др.* Геологическое строение территории листа Q-41-78-А (Отчет Молюд-Мусюрской ГПСП по геологической съемке и поискам м-ба 1:50000 в 1966 г.). Воркута, 1967. Комигеолфонд, № 3895.
148. *Савельев А. А., Савельева Г. Н., Волович Е. В.* Геологическое строение территории листов Q-41-78-Б(г) и Q-41-78-Г (Отчет Пожемаюской ГПСП по работам м-ба 1:50000 в 1964 г.). Воркута, 1965. Комигеолфонд, № 3708.
149. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Дисс. канд геол.-мин. наук, Сыктывкар, 1996 г.
150. *Софронов Г. П.* Хромитовые месторождения Войкарского ультраосновного массива / Отчет о работе Геолого-разведочной партии ГРО Воркутстроя, 1940 г. Геолого-разведочная контора. Воркута, 1940.
151. *Софронов Г. П.* Отчет о работе Кер-Шорской геологоразведочной партии на Полярном Урале в 1942-1943 г.г. – Геолого-разведочная контора. Воркута, 1943.
152. *Степанов А. Е., Прямоусов А. П. и др.* Опережающие геохимические поиски масштаба 1:200000 в пределах Малоуральской площади (листы Q-41-XVII, XVIII). Екатеринбург, 2007.
153. *Чащухин И. С., Алимов В. Ю., Вахрушева Н. В.* Отчет о научно-исследовательской работе “Особенности вещественного состава хромитов и вопросы формирования гипербазитов северной части Войкаро-Сынинского массива”. Кн.1,2. Текст отчета. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984.
154. *Шишкин М. А., Дембовский Б. Я., Лапшин Н. В. и др.* Отчет по объекту: Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75-В,Г, 87-А,Б,В,Г. Воркута, 1988, 1124 с.
155. *Шишкин М. А., Криночкин В. Г. и др.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Отчет по объекту: “Составление легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200”. Воркута, 1998, 184 с.
156. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др.* Отчет по объекту ГДП-200 листов Q-41-XIX,XX (Пачвожско-Лемвинская площадь), Комигеолфонд, Воркута, 2002.
157. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (новая серия). Лист Q-41-XI (Елецкий). (2005, в издании)
158. *Шишкин М. А., Синькова Е. А., Коробейникова Н. Е.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе). Отчет по объекту: “Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200”, ФГУП ВСЕГЕИ, Спб, 2009.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, россыпей (РП), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и геофизических (ГФА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листов Q-41-XXI 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 использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
Железо				
П-2	12	Неназванное	[Гессе, 1978]	П. Вкрапленность магнетита ильменита сульфидов меди в амфиболитах Fe ₂ O ₃ -50.8 %
П-4	1	Чигим-харута - 1	[Гессе, 1978]	П. Вкрапленность магнетита ильменита
П-4	4	Чигим-харута - 2	[Гессе, 1978]	П. Вкрапленность магнетита ильменита
П-4	6	Южночигимхарутское	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
П-4	32	Вылысоим	[Гессе, 1978]	П. Вкрапленность магнетита ильменита
Ш-2	3	Верхнеколокольненское	[Гессе, 1978]	П. Вкрапленность магнетита ильменита
IV-1	1	ВерхнедзеляюскоеI	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
IV-1	2	ВерхнедзеляюскоеII	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
IV-1	3	ВерхнедзеляюскоеIII	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
IV-1	4	СреднедзеляюскоеI	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
IV-1	5	СреднедзеляюскоеII	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
IV-1	6	СреднедзеляюскоеIII	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
I-5	12	Междуречье	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
I-5	34	678	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
I-6	2	Игядейёгарт	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
I-6	8	327	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
I-6	10	212	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
I-6	14	318	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
I-7	5	49	[Затонская, 1963]	П.М. Тонкораспыленная вкрапленность магнетита среди пород эффузивно-осадочного комплекса.
П-3	1	807	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
П-3	5	880	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
П-5	6	271	[Затонская, 1963]	П.М. Тонкораспыленная вкрапленность магнетита среди габброидов.
П-5	8	360	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
П-5	10	360-1	[Затонская, 1963]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита
П-6	2	308	[Затонская, 1963]	П.М. Тонкораспыленная вкрапленность магнетита в интрузии среднего-основного состава с кварцевыми диоритами.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	3	339	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-1	4	705	[Гессе, 1978]	П.М. То же Fe ₂ O ₃ до 30,5 %
III-2	1	763	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-2	2	763-2	[Гессе, 1978]	П.М. То же Fe ₂ O ₃ до 25 %
III-2	7	740	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-2	10	745	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-2	11	408	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-3	1	366	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-3	2	369	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-3	3	350	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-3	4	622	[Гессе, 1978]	П.М. То же
IV-1	7	668	[Гессе, 1978]	П.М. То же
IV-1	10	690	[Гессе, 1978]	П.М. То же
IV-2	1	179	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность магнетита ильменита сульфидов Fe ₂ O ₃ до 35,5%
II-5	13	Лаптопайская аномалия	[Лычаков, 1991ф]	ГФА Локальная магнитная аномалия. Титано-магнетитовые руды (?)
IV-1	9	Ламбиганская аномалия	[Лычаков, 1991ф]	ГФА Локальная магнитная аномалия. Титано-магнетитовые руды (?)
II-6	6	Погрымшорская аномалия	[Лычаков, 1991ф]	ГФА Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000Гл. Скарново-магнетитовые руды (?)
Марганец				
I-1	6	Няньворгавож (ТН 385)	[Лютиков, раб. мат)]	П.М. Аномальные содержания MnO 0,56 – 5,33 % в пробах из маломощных прослоев и линз кремнистых доломитов и известняков среди кремнистых сланцев.
I-1	7	Няньворгавож устье (ТН 388)	[Лютиков, раб. мат)]	П.М. Аномальные содержания MnO 0,38 – 1,65 % в линзах до 0,4 м известняков среди глинистых сланцев.
I-1	20	Кытлшиль-шор (ТН 371)	[Лютиков, раб. мат)]	П.М. Аномальные содержания MnO 1,35 – 2,83 % в линзах и прослоях 0,1 – 0,4 м кремнистых известняков среди сланцев и полимиктовых песчаников.
Хромиты				
I-4	11	Северное Высокое	[Овечкин, 1991ф]	П. Хромитоносная зона протяженностью 1400 м. Руды убого-редковкрапленные со шлирами густовкрапленных и сплошных; с содержанием Cr ₂ O ₃ 4,03-49,34 мас. %; Cr ₂ O ₃ /FeO/ 2,00-3,10. Хромшпинель высокохромистая, повышенной железистости (мас.%): Cr ₂ O ₃ 54,05-61,37; Al ₂ O ₃ 7,08-9,21.
I-4	12	Высокое	[Овечкин, 1991ф]	П. Хромитоносная зона 100-200×2000 м Руды убоговкрапленные, частично редко-, средневкрапленные с содержанием Cr ₂ O ₃ 5,09-25,26 мас. %. Степень метаморфизма – слабая, средняя. Хромшпинель повышенной глиноземистости, высокохромистая (мас.%): Cr ₂ O ₃ 51,58-62,99; Al ₂ O ₃ 6,89-9,36; Cr ₂ O ₃ /FeO' 1,7-4,4. Прогнозные ресурсы (тыс. т): P ₁ – 997.
I-4	14	Западно-Лаптопайское	[Овечкин, 1991ф]	П. Описание в тексте записки.
I-4	15	Двуглавое	[Овечкин, 1991ф]	П. Руды убоговкрапленные, реже редко-, средне-, густовкрапленные и сплошные с содержанием Cr ₂ O ₃ 5,03-45,70 мас. %. Хромшпинель повышенной железистости, высокохромистая (мас.%): Cr ₂ O ₃ 56,99-59,02; Al ₂ O ₃ 7,33-9,42; TiO ₂ 2,10-3,40. Прогнозные ресурсы (тыс. т): P ₁ – 911.
I-4	16	Лаптопайское II	[Овечкин, 1991ф]	П. Описание в тексте записки

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	17	Лаптапайское IV	[Овечкин, 1991ф]	П. Описание в тексте записки
I-4	18	Чигим-Харутское I	[Овечкин, 1991ф]	П.. Рудная хромшпинель относится к высокохромистому подтипу повышенной железистости. Среди минеральных разновидностей установлены магнезиальный субферрихромит и хромит. Состав хромшпинели (мас. %): Cr ₂ O ₃ – 54,30-60,35 (в среднем 57,60), Al ₂ O ₃ – 8,28-10,35 (в среднем 9,52), MgO – 9,07-13,54 (в среднем 11,16), FeO/ - 17,57-23,79 (в среднем 19,81). Степень метаморфизма – слабая, средняя. Прогнозные ресурсы по категории P ₁ 1985 тыс. т.
I-4	19	Лаптапайское III	[Овечкин, 1991ф]	П. Описание в тексте записки
I-5	6	284	[Овечкин, 1991ф]	П. Оруденение включает одно тело хромитовых руд линзовидной формы длиной по простиранию – 20 м, мощностью – 2,5 м. Руды среднезернистые, средне-густовкрапленные с содержанием Cr ₂ O ₃ 33,13 мас. %; FeO 13,10 мас. %.
I-5	9	1151	[Савельев, 1974ф]	П. Руды вкрапленной, шпировой текстуры; от убого- до густовкрапленных с содержанием Cr ₂ O ₃ 4,30-18,40 мас. %. Степень метаморфизма – средняя. Хромшпинель высокохромистая магнезиальная (мас.%): Cr ₂ O ₃ 52,05-53,13; FeO/ 21,83-24,93. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость.
I-5	11	1151-1	[Савельев, 1974ф]	П. Руды мелкозернистые; убого-редковкрапленные
I-5	13	Игядей-Юганское	[Савельев, 1974ф]	П. Описание в тексте
I-5	23	Нелкаюганское.	[Савельев, 1974ф]	П. Руды мелкозернистые; убого-редковкрапленные
I-5	26	527	[Савельев, 1974ф]	П. Описание в тексте
I-5	29	495	[Савельев, 1974ф]	П. Руды среднезернистые; средне-густовкрапленные с содержанием Cr ₂ O ₃ до 39,4 мас. % (среднее 30,0). Степень метаморфизма – сильная. Хромшпинель высокохромистая магнезиальная (мас. %): Cr ₂ O ₃ 43,29; Al ₂ O ₃ 10,22; Cr ₂ O ₃ /FeO/ 1,6.
I-5	31	742	[Савельев, 1974ф]	П. Руды мелкозернистые; убого-редковкрапленные с содержанием Cr ₂ O ₃ 4,00-27,00 мас.% (среднее 7,00). Хромшпинель высокохромистая повышенной железистости (мас.%): Cr ₂ O ₃ 57,23; FeO 24,27.
I-5	33	Северо-Лаптапайское	[Савельев, 1974ф]	П. Описание в тексте
I-5	36	433	[Савельев, 1974ф]	П. Руды убого-редковкрапленные, в шлирах – густовкрапленные с содержанием Cr ₂ O ₃ 7,50-47,06 мас. %. Хромшпинель высокохромистая
I-5	37	470	[Перевозчиков, 2005ф]	П. Руды убого- густовкрапленных в шлирах (в целом по зоне повышенная вкрапленность до 10 % хромшпинели) с содержанием Cr ₂ O ₃ 1,20-11,20 мас. % (среднее 3,70). Хромшпинель повышенной железистости, глиноземистая (мас.%): Cr ₂ O ₃ 52,66; Al ₂ O ₃ 11,15.
I-5	38	452	[Перевозчиков, 2005ф]	П. Руды густовкрапленные, сплошные с содержанием Cr ₂ O ₃ 19,2-30,1 мас. % (среднее 24,4); FeO/ 9,55-13,33 мас. %. Прогнозные ресурсы (тыс. т): P ₁ – 110.
I-5	41	Центрально-	[Савельев,	П. Описание в тексте записки

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Лаптапайское	1974ф]	
II-4	2	Чигим-Харутское II	[Овечкин, 1991ф]	П. Руды тонко-мелкозернистые вкрапленной, струйчато-шлировой текстуры; убого-редковкрапленные с содержанием Cr_2O_3 8,38-19,11 мас. %. Хромшпинель повышенной железистости, высокохромистая (мас. %): Cr_2O_3 57,15; Fe_2O_3 24,65. Прогнозные ресурсы (тыс. т): $P_1 - 432$.
II-4	3	Водораздельное	[Овечкин, 1991ф]	П. Руды неравномернозернистые, пятнистой текстуры; густовкрапленные, сплошные с содержанием Cr_2O_3 29,26-43,36 мас. %. Степень метаморфизма - средняя. Хромшпинель глиноземистая магниальная (?) (мас. %): Cr_2O_3 50,01-50,76; Cr_2O_3/FeO 2,3-2,4. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость. Прогнозные ресурсы (тыс. т): $P_1 - 30$
II-4	8	Аммональное	[Овечкин, 1991ф]	П. Руды редкосредне-вкрапленные до сплошных с содержанием Cr_2O_3 7,90-46,86 мас. % (среднее 29,71); Cr_2O_3/FeO до 2,95. Степень метаморфизма - слабая средняя. Хромшпинель высокохромистая магниальная (мас. %): Cr_2O_3 56,16-57,39, Al_2O_3 9,98-10,08, Cr_2O_3/FeO 3,2-3,4. Прогнозные ресурсы (тыс. т): $P_1 - 108$
II-4	10	70	[Овечкин, 1991ф]	П. Рудная зона 140×400 м бедновкрапленных струйчато-полосчатых, струйчато-шлировых руд. Руды мелкозернистые, убого-редковкрапленные с содержанием Cr_2O_3 12,47 мас. %; Cr_2O_3/FeO 1,4. Хромшпинель повышенной железистости, высокохромистая (мас. %): Cr_2O_3 58,09; Al_2O_3 7,52; Fe_2O_3 23,66.
II-4	22	110	[Овечкин, 1991ф]	П. Вскрытое канавами рудное тело мощностью 1,2 м, протяженностью 20 м. Хромитовые руды средне-густовкрапленные.
II-4	25	90	[Овечкин, 1991ф]	П. Руды убоговкрапленные со шлирами средне-густовкрапленных с содержанием Cr_2O_3 1,7-37,1 мас. % (среднее 5-7). Хромшпинель повышенной железистости высокохромистая (мас. %): Cr_2O_3 56,88-61,47; Al_2O_3 7,21-9,31; Fe_2O_3 19,51-21,94.
II-4	33	513	[Гессе, 1978]	П. Руды вкрапленной текстуры; убого-редковкрапленные, реже средневкрапленные с содержанием Cr_2O_3 24,74 мас. %. Хромшпинель глиноземистая магниальная (мас. %): Cr_2O_3 41,45; Al_2O_3 22,89.
II-5	11	924	[Савельев, 1974ф]	П. Руды средне-густовкрапленные с содержанием Cr_2O_3 25,86 мас. %. Хромшпинель глиноземистая магниальная (мас. %): среднее: Cr_2O_3 41,92, Al_2O_3 22,95. Прогнозные ресурсы (тыс. т): $P_1 - 27$ (прогнозные ресурсы завышены).
III-2	5	Визувшор	[Гессе, 1978]	П. Руды мелкозернистые; убого-редковкрапленные
I-5	2	797	[Затонская, 1963ф]	П.М. Выделения хромита носят характер мелких прожилков и гнездообразных скоплений. Мощность таких выделений от 0,5 до 15-20см, длина превышает 1,5-7м. Проявления хрома приурочены к выходам на поверхность перидотитового массива.
I-5	5	35-2	[Затонская, 1963ф]	П.М. Выделения хромита носят характер мелких прожилков и гнездообразных скоплений. Мощность таких выделений от 0,5 до 15-20 см, длина превышает 1,5-7м. Проявления хрома приурочены к выходам на поверхность перидотитового массива.
I-5	16	1-369	[Затонская,	П.М. Элювиально-делювиальный развал. Руды

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
			1963ф]	хлоритизированы. В руде: Cr ₂ O ₃ – 29,71 %; Al ₂ O ₃ – 12,14 %.
I-5	19	600	[Затонская, 1963ф]	П.М. 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-5	20	549	[Затонская, 1963ф]	П.М. В стенке глыбы гигантозернистых дунитов площадью до 3 м ² , шпирь редковкрапленных хромитов. Мощность шпиров 5–7 см, длина до 1 м. В руде: Cr ₂ O ₃ – 28,14 %.
I-5	21	582	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал. В руде: Cr ₂ O ₃ –33,75 %; В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 47,70 %; Al ₂ O ₃ – 16,64 %.
I-5	22	607	[Затонская, 1963ф]	П.М. Делювиальный развал средне–густовкрапленных хромитовых руд длиной 250 м, шириной 150 м. Обломки до 0,8 м. Руды метаморфизованы, хлоритизированы. В руде: Cr ₂ O ₃ – 29,2 %.
I-5	24	732	[Затонская, 1963ф]	П.М. Развал полосчатой бедновкрапленной руды в дунитах; параметры 10х20 м.
I-5	28	99	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал редковкрапленных хромитов, мелкозернистых сильно хлоритизированных. В руде: Cr ₂ O ₃ – 16,64%.
I-5	30	3-001	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал
I-5	39	723	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал убого–редковкрапленных хромитов, мелкозернистых
I-5	40	452-1	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал убого–редковкрапленных хромитов, мелкозернистых
I-5	42	2-45	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал убого–редковкрапленных хромитов, мелкозернистых
I-5	43	2-65	[Затонская, 1963ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал убого–редковкрапленных хромитов, мелкозернистых
II-4	9	57	[Гессе, 1978]	П.М. Делювиальный шлейф рудных обломков. Ширина шлейфа в вершине 3-4м. Приурочены к дунитам мелкозернистым. Хромитовые руды густовкрапленные, среднезернистой структуры.
II-4	11	107	[Гессе, 1978]	П.М. Зона бедновкрапленных хромитовых руд. 4 шпиря среди дунитов. Длина 15м, ширина 1,5-2м. Сплошные крупнозернистые хромитовые руды с «хромовым» хлоритом, редко рябчики.
II-4	12	2237	[Гессе, 1978]	П.М. Рудная зона в коренном залегании мощностью 2-2,5 м. Протяженность до 150 м. Приурочена к дунитам мелкозернистым. Струйчатовкрапленные руды со шпирями густовкрапленных и сплошных руд. Мощность струек и шпиров 1-3 см.
II-4	13	861	[Беляевских, 1978ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал. Жилоподобные шпирь густовкрапленных и сплошных руд, мощностью 5-10 см, окруженные редкой вкрапленностью. Струйки и полосы вкрапленных руд мощностью до 3 см
II-4	15	4215	[Крашенинников, 1993ф]	П.М. Элювиально–делювиальный развал. Приурочены к дунитам мелкозернистым. Жилоподобные шпирь густовкрапленных и сплошных руд, мощностью 5-10 см, окруженные редкой вкрапленностью. Струйки и полосы вкрапленных руд мощностью до 3 см
II-4	16	2116	[Крашенинников, 1993ф]	П.М. Элювиально–делювиальный шлейф хромитовых обломков протяженностью 100-500м и шириной от 20- до 300м. Руды представлены струйчато-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				прожилковыми и струйчато-шлировыми убого и бедновкрапленными хромитами
II-4	17	2417	[Крашенинников, 1993ф]	П.М. Элювиально-делювиальный развал убого-редковкрапленных хромитов, мелкозернистых
II-4	18	2208	[Плотников, 1991ф]	П.М. Среди дунитов в русле небольшого водотока отмечаются выветрелые, зернистые до порошковатых агрегатов хромитовые руды.
II-4	19	580	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	23	234	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	24	9671	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	26	9676	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	27	278	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	28	9678	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	29	9679	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	31	335	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-4	34	357	[Плотников, 1991ф]	П.М. То же
II-5	1	1-98	[Затонская, 1963ф]	П.М. Прожилковые хромитовые руды в дунитах крупнозернистых. Тип руд от убоговкрапленных до густовкрапленных и сплошных. Мощность прожилков 1-5 см, мощность рудного тела 1 м, длина 10-30 м.
II-5	5	15-6	[Затонская, 1963ф]	П.М. То же
II-5	7	2202	[Затонская, 1963ф]	П.М. То же
II-5	9	2719	[Затонская, 1963ф]	П.М. То же
II-5	12	5812	[Затонская, 1963ф]	П.М. То же
III-2	4	794	[Гессе, 1978]	П.М. рассеянное вкрапленное оруденение в верлитах
III-2	6	7016	[Гессе, 1978]	П.М. вкрапленность и прожилки хромита в дунитах Cr_2O_3 -5,65%
III-2	8	328	[Гессе, 1978]	П.М. То же
III-2	9	4009	[Гессе, 1978]	П.М. То же
I-4	13	Чигим	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома
I-5	10	Идягейган	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома
I-5	25	Вулысоим	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома
I-5	32	Сортлор	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома
II-3	3	Брусничная	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома
II-3	35	Кустистая	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома
II-5	2	Опушка	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля хрома

Цветные металлы

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Медь				
I-4	2	Юганское	[Водолазский, 1974ф]	П. Описание в тексте записки
II-1	9	Колокольня	[Водолазский, 1974ф]	П. Вкрапленность халькозина, борнита в эффузивах
II-1	14	Восточное	[Водолазский, 1974ф]	П. Описание в тексте записки.
II-1	18	Дайковое	[Гессе, 1978]	П. Описание в тексте записки
II-1	33	Скалистое	[Водолазский, 1974ф]	П. Описание в тексте записки.
I-1	2	200	[Гессе, 1978]	П.М. Прожилки, вкрапленности халькопирита в алевроглинистых сланцах Cu -0.25%
I-1	9	119	[Гессе, 1978]	П.М. Примазка медной зелени и тонкая вкрапленность сульфидов в стально-серых кремнисто-глинистых сланцах мощностью до 10 см.
I-1	13	1556	[Гессе, 1978]	П.М. Кварцевая жила с халькопиритом, борнитом
I-1	26	306	[Гессе, 1978]	П.М. Канавой вскрыта зона (до 3 м) кальцитовых прожилков с вкрапленностью халькопирита среди известковистых песчаников яйюской свиты. Содержание Cu - 0,08 -0,1 %.
I-1	29	799	[Гессе, 1978]	П.М. Примазки медной зелени в стально-серых кремнисто-глинистых сланцах воргашорской свиты
I-1	30	215	[Гессе, 1978]	П.М. Элювий. Прожилки, вкрапленности халькопирита в алевроглинистых сланцах Cu -0.25%
I-1	35	105	[Гессе, 1978]	П.М. Среди базальтов и сланцев кокпельской свиты канавой вскрыта зона (до 1 м) окварцевания с халькозин - борнитовой минерализацией. Содержание Cu - 0,7 %, Pb - 0,05 %, Zn - 0,04 %.
I-2	2	552	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность и гнезда халькозина, борнита в кварц-эпидотовой жиле Cu - 0.3%
I-2	4	486	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность борнита, халькозина в альбитофирах Cu - 0,5 %
I-2	5	652	[Гессе, 1978]	П.М. . Вкрапленность и гнезда халькозина, борнита в кварцовой жиле
I-2	7	4087	[Гессе, 1978]	П.М. Элювий. Прожилки, вкрапленности халькопирита, халькозина и борнита в кварцевой жиле
I-2	8	940	[Гессе, 1978]	П.М. Коренное залегание. Прожилки, вкрапленности халькопирита, халькозина и борнита в кварцевой жиле
I-2	10	9120	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность и гнезда халькозина, борнита в кварцовой жиле
I-3	1	434	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность и гнезда халькозина, борнита в кварцовой жиле Cu - 1.33%
I-3	3	332	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность и гнезда халькозина, борнита в кварцовой жиле Cu - 0,01%
I-3	5	996	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькопирита, в борнита в кварцевой жиле Cu – 0.3%. Элювий зеленых сланцев с вкрапленностью халькопирита, халькозина, борнита Cu - 0.3-1%
I-3	6	406	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькозина, борнита Cu – 0.01%
I-3	7	721	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность и гнезда халькозина, борнита в кварцевой жиле Cu – 0,38%
I-3	8	831	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькозина Cu 0.01%
I-3	10	1310	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькопирита, борнита в альбитофирах Cu 1,4%
I-4	3	1064	[Гессе, 1978]	П.М. Зона окварцованных жилок с вкрапленностью халькозина , борнита Cu 0,6%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	5	504	[Гессе, 1978]	П.М. То же, Cu 0,22 %
I-5	3	445	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Вкрапленность халькозина, борнита Cu – 0,01%
I-6	1	119	[Костюк, 1964]	П.М. Содержание меди в кварцевых диоритах 0,3%
I-6	3	6315	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Медная минерализация представлена редкой вкрапленностью сульфидов, единичных зерен халькопирита, пирита, а также в виде примазок медной зелени в породах осадочно-вулканогенной толщи.
I-6	5	165	[Костюк, 1964]	П.М. Содержание меди в кварцевых диоритах 0,3%
I-6	6	166	[Костюк, 1964]	П.М. Содержание меди в кварцевых диоритах 0,3%
I-6	7	167	[Костюк, 1964]	П.М. Содержание меди в кварцевых диоритах 0,01-0,3%
I-6	9	3279	[Костюк, 1964]	П.М. Содержание меди в кварцевых диоритах 0,3%
I-6	12	1323	[Костюк, 1964]	П.М. Тонкораспыленная вкрапленность магнетита среди пород эффузивно-осадочного комплекса
I-6	13	5565	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. В шлихах - магнетит, гематит, хромит.
I-7	1	К-25	[Костюк, 1964]	П.М. Содержание меди 0,3%.
I-7	2	41	[Костюк, 1964]	ПМ В мелко- и тонкозернистых туфах отмечено содержание меди 0,3%
I-7	3	120	[Костюк, 1964]	ПМ В мелко- и тонкозернистых туфах отмечено содержание меди 0,3%
I-7	4	471	[Костюк, 1964]	ПМ Вкрапленность сульфидов в эпидотизированных породах. Химическим анализом установлено содержание железа – 9,86%, меди – 0,024-0,9%.
II-1	8	4158	[Костюк, 1964]	ПМ кварц карбонатные жилки с халькозином , халькопиритом
II-1	13	285	[Костюк, 1964]	ПМ То же
II-1	16	691	[Гессе, 1978]	П.М. Элювиальные глыбы до 1 м жильного кварца с медной минерализацией среди Содержания Cu до 0,7 %.
II-1	19	1568	[Гессе, 1978]	П.М. То же
II-1	21	2-58	[Гессе, 1978]	П.М. То же
II-1	22	2923	[Гессе, 1978]	П.М. Редкая вкрапленность халькопирита и галенита в обломках жильного кварца среди элювия долеритов. Прослеженная протяженность шлейфа 20 м. Содержания Cu - 0,08 %, Pb - 0,2 %, Ag - 2,5 г/т.
II-1	24	274	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность пирита и халькопирита в зоне окварцевания мощностью до 10 м.
II-1	27	3757	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность сульфидов в зоне окварцевания среди песчаников.
II-1	29	2589	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность пирита, халькопирита и галенита в зоне окварцевания на контакте долеритов и алевросланцев. В штуфной пробе содержания Cu - 0,12 %, Pb - 0,12 %, Zn - 0,04 %, Ag - 1г/т.
II-1	30	Л-086	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность сульфидов в глыбах жильного кварца среди элювия долеритов и глинистых сланцев.
II-1	31	К-05	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность сульфидов в глыбах жильного кварца
II-1	32	3254	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькопирита и пирита в глыбах кварц – альбит – кальцитовой жилы среди элювия долеритов. Содержания Cu - 0,25 %, Pb -

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,006 %, Zn - 0,05 %, Ag - 0,5г/т.
II-1	34	785	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность пирита, халькопирита и галенита в свалах жильного кварца
II-1	35	705	[Гессе, 1978]	П.М. Пирит - халькопиритовая минерализация в развалах жильного кварца. Содержания Cu - 1,2 %, Zn - 0,5 %, Ag - 3,7 г/т.
II-1	36	5303	[Гессе, 1978]	П.М. Убогая вкрапленность пирита и халькопирита среди элювиальных развалов сланцев и песчаников
II-1	37	770	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность пирита и халькопирита в элювиальных развалах долеритов
II-1	38	240	[Гессе, 1978]	П.М. Убогая вкрапленность пирита и халькопирита среди элювиальных развалов сланцев и песчаников
II-1	39	1082	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькопирита в глыбе 0,4 м жильного кварца среди элювия алевролитов
II-1	41	221	[Гессе, 1978]	П.М. Налеты медной зелени в обломках жильного кварца среди элювия долеритов
II-1	42	1442	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность пирита и халькопирита в коренных выходах долеритов. В штуфных пробах содержание Cu - 0,02 %.
II-1	43	4065	[Гессе, 1978]	П.М. Зона окварцевания и пиритизации с халькопиритом, галенитом и сфалеритом среди алевролитов. В штуфных пробах содержание Cu - 0,35-1,8 %, Pb - 0,16-0,5 %, Zn - 0,1-0,2 %, Ag - 10-30 г/т
II-1	44	6540	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность пирита и халькопирита в зоне окварцевания среди алевросланцев
II-1	45	2145	[Гессе, 1978]	П.М. То же
II-1	46	2640	[Гессе, 1978]	П.М. Примазки малахита в развалах жильного кварца. Прослеженная протяженность развалов 20 м.
II-2	8	8378	[Лычаков, 1991ф]	П.М. Вкрапленность и прожилки халькопирит – халькозин - борнитовой минерализации в кварцевых жилах. Мощность зоны окварцевания 5-15 м. В штуфных пробах содержания Cu до 0,5 %, Ag до 1 г/т
II-2	11	895	[Лычаков, 1991ф]	П.М. Налеты малахита в зоне рассланцевания. В штуфной пробе содержания Cu до 0,04 %.
II-3	2	896	[Лычаков, 1991ф]	П.М. Вкрапленность халькопирита и галенита. В штуфной пробе содержания Cu до 1,42 %, Pb до 1,31 %, Ag до 10 г/т.
II-3	4	880	[Лычаков, 1991ф]	П.М. То же
II-5	3	308	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Медная минерализация представлена редкой вкрапленностью сульфидов, единичных зерен халькопирита, пирита, а также в виде примазок медной зелени в интрузивных породах.
II-5	14	443	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Развалы жильного кварца с гнездами медной зелени среди элювия долеритов и глинистых сланцев
II-5	15	2015	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. То же
II-6	1	319	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Медная минерализация представлена редкой вкрапленностью сульфидов, единичных зерен халькопирита, пирита, а также в виде примазок медной зелени в среднепалеозойских плагиогранитах.
II-6	3	1613	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Медная минерализация представлена редкой вкрапленностью сульфидов, единичных зерен халькопирита, пирита, а также в виде примазок

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				медной зелени в гранодиоритах.
II-6	4	381	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Тонкораспыленная вкрапленность магнетита. Пункт минерализации приурочен к контакту интрузии среднего-основного состава с кварцевыми диоритами.
II-6	5	168	[Затонская С.Г. 1963ф]	П.М. Выделения хромита носят характер мелких прожилков и гнездообразных скоплений. Мощность таких выделений от 0,5 до 15-20 см, длина превышает 1,5-7 м.
I-2	1	С.Харута	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-2	9	Смотровая	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-3	2	Косьемшор	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-3	4	С.Чигим	Лычаков В.А. 199	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	1	Каньонная	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	4	Длинная	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	6	Высокая	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	7	лесная	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	8	Лаптапай	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	9	Березовая	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	10	Березовая I	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
I-4	13	Болотистая	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
II-1	6	Колокола	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
II-1	7	Перевальная	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
II-2	1	Шуйга	Лычаков В.А. 1994	ВГХО Контур аномального поля меди
Свинец				
I-2	3	518	[Гессе, 1978]	П.М. Элювий. Кварцевые и другие жилы с прожилками и вкрапленностью галенита, халькопирита Pb и Cu – тысячные и сотые доли %
I-2	6	Л-126	[Гессе, 1978]	П.М. То же
I-2	11	912	[Гессе, 1978]	П.М. Убогая вкрапленность халькопирита и галенита. Содержание Pb до 0,2 %, Ag до 2-4 г/т.
I-3	11	611	[Гессе, 1978]	П.М. Элювий с вкрапленностью халькопирита и галенита. Pb = 0,85 – 0,89 %.
I-3	12	665	[Гессе, 1978]	П.М. То же
II-1	5	215	[Гессе, 1978]	П.М. В штуфных пробах содержание Pb – 0,7 %.
II-1	15	456	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Убогая вкрапленность халькопирита и галенита в секущей зоне кварцевых прожилков среди алевросланцев. Содержания Cu до 0,3-0,9 %, Pb до 0,2 %, Ag до 2-4 г/т.
II-1	28	1200	[Гессе, 1978]	П.М. Элювий. Кварцевые и другие жилы с прожилками и вкрапленностью галенита, халькопирита Pb 0,003%
II-2	2	727	[Гессе, 1978]	П.М. Вкрапленность халькопирита, пирита и галенита. Pb до 1 %.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-2	4	9344	[Гессе, 1978]	П.М. То же
П-2	6	608	[Гессе, 1978]	П.М. То же
П-1	10	Колокольня III	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля свинца
П-1	23	Няньворгинская	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля свинца
Цинк				
П-1	1	807		П.М. Шлейф обломков жильного кварца 60-70 м. Штуфных пробах содержания Zn - 1,0 %, Cu - 0,09 %, Pb - 0,003 %, Ag - 0,5 г/т.
П-1	20	375		П.М. Вкрапленность сфалерита, галенита и халькопирита в обломках жильного кварца среди алевросланцев. Штуфных пробах содержания Zn - 1,0 %, Cu - 0,1 %, Pb - 0,2 %, Ag - 1 г/т.
Молибден				
I-6	4	311		П.М. Описание в тексте
III-3	5	358	[Гессе, 1981]	П.М. Описание в тексте
Благородные металлы				
Золото				
I-3	14	Харутское	[Гессе, 1978]	П. Параметры оруденения во многом идентичны для всех Au – рудных объектов в пределах узла.
П-1	4	Горняцкое	[Лютиков, раб. мат.]	П. Описание в тексте записки
П-1	12	Малый	[Водолазский, 1974ф]	П. Аномальные содержания золота 0,2-0,4 г/т на мощность 0,3 и 1,4 м в бороздовых пробах из кальцит – кварцевой жилы на контакте алевросланцев и долеритов. Здесь же в шлиховой пробе из канавы установлено содержание Au - 2,83 г/т. В бороздовых пробах регистрируются содержания Ag до 8,5 г, Pb - 0,5 %, Zn - 0,5 %
П-1	25	Двуглавого	[Маков, 1977ф]	П. Описание в тексте записки
П-1	40	Пожемавиское	[Маков, 1977ф]	П. Описание в тексте записки
П-1	47	Левобережье	[Маков, 1977ф]	П. Аномальные содержания в штуфных пробах из сульфитизированных риолитов, содержания Au - 1,1 г/т, Ag - 2,1 г/т, Zn - 3,4 %.
П-2	3	Северное	[Маков, 1977ф]	П. Параметры оруденения во многом идентичны для всех Au – рудных объектов в пределах узла. По данным опробования содержания золота – до 43,2г/т.
П-2	5	Подкова	[Маков, 1977ф]	П. Параметры оруденения во многом идентичны для всех Au – рудных объектов в пределах узла. По данным опробования содержания золота – до 10,0г/т.
П-2	7	Галка	[Маков, 1977ф]	П. Параметры оруденения во многом идентичны для всех Au – рудных объектов в пределах узла. По данным опробования содержания золота – до 13,0г/т.
П-2	9	Дальнее	[Кудрявцев, 1994ф]	П. Описание в тексте записки
П-2	10	Антон	[Кудрявцев, 1994ф]	П. Параметры оруденения во многом идентичны для всех Au – рудных объектов в пределах узла. По данным опробования содержания золота – до 0,2г/т.
I-5	7	284	[Крашенинников, 1993ф]	П.М. Содержание Au в шлихах от знаков до 75 мг/м3
I-5	8	6215	[Крашенинников, 1993ф]	П.М. То же
I-5	14	841	[Крашенинни-	П.М.Находится в контуре геохимической анома-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название прояв- ления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по спис- ку использо- ванной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
			ков, 1993ф]	лии хрома. По данным опробования получено сле- дующее содержание Au – 6,7г/т.
I-5	15	841-1	[Крашенинни- ков, 1993ф]	П.М. Находится в контуре геохимической анома- лии хрома. По данным опробования получено сле- дующее содержание Au – 2,0г/т.
I-5	17	841-2	[Крашенинни- ков, 1993ф]	П.М. По данным опробования получено следую- щее содержание Au – 2,0г/т.
I-5	18	2018	[Крашенинни- ков, 1993ф]	П.М. По данным опробования получено следую- щее содержание Au – 3,2г/т.
I-5	27	832	[Крашенинни- ков, 1993ф]	П.М. То же
I-5	35	6396	[Крашенинни- ков, 1993ф]	П.М. То же
II-1	2	6971	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Содержания мелкого золота в русловом ал- лювии реки.
II-1	3	213	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Знаковые содержания мелкого золота в рус- ловом аллювии ручья1-26 знаков
II-1	11	2111	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Знаки золота в шлихах из руслового аллювия ручья.
II-1	17	1021	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Знаковые содержания мелкого золота в рус- ловом аллювии ручья.
II-4	5	2996	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Зона пиритизации Au до 0,2-0,3 г/т.
II-4	21	1974	[Водолазский, 1974ф]	П.М. То же
II-4	30	6513	[Водолазский, 1974ф]	П.М. То же
II-5	4	452	[Крашенинни- ков, 1993ф]	П.М. То же
I-1	1	С.Чигимхарута	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	4	С.ЧигимхарутаI	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	12	Няньвогравож	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	15	Колокольня	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	18	Кытшильшор	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	17	Колокольня I	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	22	Визувшор	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	24	С.Колокольня	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	31	Визувшор I	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	32	Визувшор II	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-1	33	Визувшор III	[Лютиков, 1991ф]	ШП
I-6	1	Войкар	Маков, 1977ф]	ШП
III-4	1	Харута	[Маков, 1977ф]	ШП
IV-6	1	Сухая Сыня	[Крашенинни- ков, 1993ф]	ШП
II-1	48	Ручейная	[Лычаков, 1991ф]	ВГХО Контур аномального поля золота
Платина				
II-4	14	2414	[Крашенинни-	По данным опробования получены след. содержа-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
			ков, 1993ф]	ния платины – до 2,8г/т.
П-4	20	2042	[Крашенинников, 1993ф]	По данным опробования получены след. содержания платины – до 2,0г/т.
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
Барит				
I-1	27	3527	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Содержания Ва изменчивы в разных типах пород от 0,4 до 11,6 %. Мощность баритизированных известняков 10-20 м
I-1	35	115	[Водолазский, 1974ф]	П.М. В штуфной пробе содержания BaSO ₄ - 65,2%.
Минеральные удобрения. Фосфатные				
Фосфорит				
I-1	3	143	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Содержания P ₂ O ₅ в конкрециях составляют 23,73-32 %. По результатам количественного спектрального анализа в конкрециях регистрируются аномальные содержания редкоземельных элементов (г/т): Nd (250), La (170), Y (380), Yb (22), Ce (250), Eu (25).
I-1	5	105	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие конкреции фосфоритов в черных сланцах. Содержание P ₂ O ₅ - 22,54 %
I-1	8	228	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие до 5-7 % конкреции фосфоритов в черных сланцах.
I-1	10	301	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие до 5-7 % конкреции фосфоритов в черных .
I-1	11	111	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие конкреции фосфоритов диаметром от 1-3 до 5-7 см в черных сланцах. Содержание P ₂ O ₅ - 22,59 %
I-1	14	114	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие конкреции фосфоритов в черных сланцах. Содержание P ₂ O ₅ - 22,54 %
I-1	16	196	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Содержания P ₂ O ₅ в конкрециях варьируют в пределах 18,5-25,6 %. По результатам количественного спектрального анализа в фосфоритах регистрируются аномальные содержания Sr 0,16-0,20 % и редкоземельных элементов г/т: Nd до 250, Dy до 310, Ge до 120, La до 100, Y до 200, Yb до 14. По результатам анализа валовой пробы 85,7 кг из черных сланцев с конкрециями фосфоритов общее содержание конкреций оценивается на уровне 7 %, при содержаниях P ₂ O ₅ по валу в пределах 0,9-1,2 %
I-1	19	320	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие (до 5-7 %) конкреции фосфоритов в черных сланцах воргашорской свиты. Аналитика не проводилась
I-1	21	221	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие конкреции фосфоритов в черных сланцах яйюской свиты, содержания P ₂ O ₅ в конкрециях - 23,73-32,0 %. Общее содержание конкреций оценивается в пределах 1-2 %.
I-1	23	553	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Шарообразные конкреции фосфоритов в черных сланцах.
I-1	25	3025	[Водолазский, 1974ф]	П.М. Редкие конкреции фосфоритов среди черных сланцах.
I-1	28	798	[Водолазский, 1974ф]	П.М. В валовой пробе черных сланцев с конкрециями фосфоритов весом 4,1 т содержания P ₂ O ₅ - 1,2 %.
Драгоценные поделочные камни				
Уваровит				
П-4	7	Аммональное I	[Овечкин, 1991ф]	П. Описание в тексте

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название прояв- ления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по спис- ку использо- ванной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
Драгоценные поделочные камни				
Горный хрусталь				
I-3	9	741	[Гессе, 1981]	П.М. Описание в тексте
I-3	13	784	[Гессе, 1981]	П.М. Описание в тексте
I-5	1	797	[Затонская, 1963ф]	П.М. Описание в тексте
I-5	4	612-2	[Затонская, 1963ф]	П.М. Описание в тексте

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Ед. им.	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 01.01.2009 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
4.1.3	<i>Лаптапайский рудный узел</i>	Ст-руда	млн.т	<u>высокохромистый</u> глиноземистый	ГС-50, ГМК-200	<u>91,5</u> 3,9	<u>16</u> 0,9	<u>64,5</u> 3	<u>11</u>
4.1.3.1	Игядейское рудное поле	Ст-руда	млн.т	<u>высокохромистый</u> глиноземистый		<u>80,5</u> 3,9	<u>16</u> 0,9	<u>64,5</u> 3	
		Тугоплавкие МПГ (Os,Ir, Ru,Rh)	т.	Платиноиды для попутного извлечения при переработке богатых в высокохромистых руд	ГМК-200	27,64			27,64
4.1..3	За пределами Игядейского рудного поля	Ст-руда	млн.т	высокохромистый	ГМК-200				11
4.2	Кэршорская платино-золото-меднорудная зона								
4.2.1	<i>Чигимхарутский золото-палладий меднорудный узел потенциальный</i>	Cu	тыс.т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	321			321
		Au	т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	9,1			9,1
		Pt	т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	12,7			12,7
		Pd	т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	54,6			54,6
4.2.2	<i>Сынинский золото-палладий меднорудный узел потенциальный</i>	Cu	тыс.т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	459			459
		Au	т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	13			13
		Pt	т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	18,1			18,1
		Pd	т	платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	78			78
4.3	Малоуральский рудный район Cu, Mo, Fe								
4.3.3	<i>Сынинско-Нелкаеганский рудный узел потенциальный</i>				ГС-50				
		Cu	тыс.т	медно-(молибден)-порфиновый	ГМК-	346			346

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Ед. им.	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 01.01.2009 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
					200				
		Mo	тыс.т	медно-(молибден)-порфировый	ГМК-200	8,4			8,4
		Au	т	медно-(молибден)-порфировый	ГМК-200	2,24			2,24
		Au	т	Золото-сульфидно-кварцевый и скарновый	ГМК-200	18,2			18,2
IV-4-6	Аномалия Погрымшорская	Fe-руда	тыс.т	скарново-магнетитовый	ГС-50	100			100
Россыпи									
0.1	Войкаро-Сынинский потенциальный золотороссыпной район	Au	т	россыпей	ГС-50, ГС-200				
0.1.1	Пожемависский потенциальный золотороссыпной узел	Au	т	россыпей		1,0			1,0

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листам Q-41-XXI, XXII

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб, (тип оруденения, рудная формация)	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы на 01.01.2009 г.			
			ВСЕГО	Категория		
				P ₁	P ₂	P ₃
Уголь бурый (млн.т)	- угленосная молодых платформ					90
II. Металлические ископаемые						
1. Черные металлы						
Железо	Скарново-магнетитовый	млн.т	100			100
Хром	- высокохромистый	млн.т	91,5	16	64,5	11
	- глиноземистый	млн.т	3,9	0,9	3	
2. Цветные металлы						
Медь	Всего	тыс. т	860			860
	- медно-молибден-порфировый	тыс. т	860			860
	- платино-золото-палладий-медный	тыс. т	346			346
	- платино-золото-палладий-медный	тыс. т	514			514
Молибден	- медно-молибден-порфировый	тыс. т	8,4			8,4
3. Благородные металлы						
Золото	Всего	т	222,52	8	45	169,52
	- медно-(молибден)-порфировый	т	2,24			2,24
	Золото-сульфидно-кварцевый и скарновый	т	18,2			18,2
	- платино-золото-палладий-медный	т	14,58			14,58
	- золото-кварц-сульфидный	т	187,5	8	45	134,5
Золото (россыпи)	россыпей	т	6,33			6,33
Платина	платино-золото-палладий-медный	т	20,23			20,23
Палладий	платино-золото-палладий-медный	т	87,02			87,02
Тугоплавкие МПП (Os,Ir,Ru,Rh) для сопутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд	Богатые высокохромистые руды	т.	27,64			27,64

Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов
(на территории листов Q-41-XXI, XXII)

№ п/п	Индекс, наименование объекта Вид минерального сырья, единицы измерения	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	3.1.1. <i>Пожемависский золоторудный узел</i> - золото коренное, т	не оценивались	P ₃ – 29	+29	Проведение поисковых и поисково-оценочных работ
2	4.1.1 <i>Лантопайский хромитовый рудный узел потенциальный</i> -хромитовые руды (высокохромистые), вне пределов Игядейского рудного поля, млн. т	не оценивались	P ₃ – 11	+11	Проведение поисковых работ на хромиты
	4.1.1.1. <i>Игядейское рудное поле</i> -тугоплавкие МПГ (Os, Ir, Ru, Rh) для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд, т	не оценивались	P ₃ – 27,64	+27,64	Уточнение параметров при проведении поисковых и поисково-оценочных работ на хромиты
3	4.2.1. <i>Чигимхарутский золото-палладий меднорудный узел потенциальный</i> - медь (тыс. т) - палладий (т) - платина (т) - золото (т)	выделен впервые	P ₃ – 321 P ₃ – 54,6 P ₃ – 12,7 P ₃ – 9,1	+321 +54,6 +12,7 +9,1	Проведение поисковых работ
4	4.2.2. <i>Сынинский золото-палладий меднорудный узел потенциальный</i> - медь (тыс. т) - палладий (т) - платина (т) - золото (т)	выделен впервые	P ₃ – 459 P ₃ – 78 P ₃ – 18,1 P ₃ – 13	+459 +78 +18,1 +13	Проведение поисковых работ
5	4.3.1 <i>Сынинско-Нелкаеганский железо-молибден-меднорудный район потенциальный</i> - медь (тыс. т) - молибден (тыс. т) - золото в медно-порфириновых рудах (т) - золото, кварц-сульфидного и скарнового типа (т)	выделен впервые	P ₃ – 346 P ₃ – 8,4 P ₃ – 2,24 P ₃ – 18,2	+346 +8,4 +2,24 +18,2	Проведение поисковых работ

Список стратотипов, петротипов и буровых скважин, показанных на геологической карте и карте четвертичных отложений

№№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
Геологическая карта		
I-1-1	Парастратотип харотской свиты (р. Харута)	[Лютиков, раб. мат]
II-1-2	Петротип пожемского риолитового комплекса (массив Дальний)	[Пыстин 1982ф]
III-1-3	Петротип погурейского плагиогранитного комплекса (Погурейский массив)	[Шишкин 2002]
III-1-4	Петротип дзеляюского комплекса (массив Дзеляю)	[Remizov, 2004]
IV-6-5	Скважина, 470 м, разрез мезозоя до средней юры. Войкарский профиль	[Затонская и др., 1963ф], скв. 2-к
V-5-6	Скважина, 591 м, разрез мезозоя, в интервале сеноман - нижний мел. Мужи-Тильтимский профиль	[Затонская и др., 1963ф], скв. 9-КП
V-6-7	Скважина, 682 м, разрез мезозоя от низов сеномана до средней юры (?). Мужи-Тильтимский профиль	[Затонская и др., 1963ф], скв. 10-КП
Карта четвертичных отложений		
I-1-1	Скважина в инт. 0-25 м вскрывает разрез тавротинского аллювия эоплейстоцена, роговской серии эоплейстоцена – нижнего неоплейстоцена ханмейского флювиогляциала	[Лютиков, раб. мат], скв. 1 (Харутский профиль)
IV-6-2	Скважина в инт. 0-66 м вскрывает разрез четвертичных отложений до подошвы самаровской морены среднего неоплейстоцена	[Затонская и др., 1963ф], скв. 2-к
V-6-3	Скважина в инт. 0-60 м вскрывает разрез четвертичных отложений до подошвы самаровской морены среднего неоплейстоцена	[Затонская и др., 1963ф], скв. 10-КП
V-5-4	Скважина в инт. 0-96 м вскрывает разрез четвертичных отложений до подошвы самаровской морены среднего неоплейстоцена	[Затонская и др., 1963ф], скв. 9-КП

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№№ по карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн. лет	№ источника по списку лит-ры, авторский № пункта
1.	Риолит лемвинского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	522 ±3.4	214
2.	Риолит пожемского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	528 ±12	193-2
3.	Риолит пожемского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	500.3 ±6.1	198
4.	Риолит пожемского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	485 ±9.5	2110
5.	Монцодиорит собского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	404 ± 5	8035/1
6.	Габбро-норит собского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	400 ± 5	5006/1
7.	Грано-диорит собского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	411.8 ±6.3	2080/1
8.	Тоналит собского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	392.1 ±5.2	5009/2
9.	Габбро-диорит собского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	403.3 ±4.0	5011/2
10.	Габбро-норит кэршорского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	453 ± 7	110811
11.	Порфиroidный андезит	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	460.7 ±8.1	5016-2
12.	Габбро	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	466 ± 9	6020
13.	Андезит малоуральского комплекса	Циркон	уран-свинцовый (SHRIMP II)	402±9	К-5

Петрохимические характеристики горных пород района

Химический состав горных пород дзеляюского комплекса (в вес. %)

№ пр.	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
100194	амфиболит	Хулга	44	0,46	17,9	4,57	5,44	0,14	8,84	14,8	0,86	0,08	0,05	2,3	99,39
110372	амфиболит	Хулга	43,8	0,34	20,5	4,8	4,05	0,13	7,68	14,6	0,56	0,08	0,05	2,9	99,488
110373	амфиболит	Хулга	41,5	0,51	21,4	5,47	4,74	0,14	7,2	14,9	1,28	0,12	0,05	2,1	99,39
110381	амфиболит	Хулга	40,7	0,12	25	2,66	5,23	0,13	8,66	12,3	0,2	0,03	0,05	4,4	99,514
110391	амфиболит	Хулга	43,2	1,1	18,2	7,4	6,63	0,24	6,7	12,2	1,78	0,33	0,05	1,4	99,25
110411	амфиболит	Хулга	43,3	0,81	18,1	6,83	6,14	0,17	7,88	12,9	1,01	0,19	0,05	1,9	99,32
110422	амфиболит	Хулга	50	0,36	21,1	3,89	2,44	0,12	4,67	10,6	3,55	0,67	0,05	2,4	99,8
110941	амфиболит	Погурей	43,2	0,42	16,5	6,57	5,93	0,2	10,3	13,6	1	0,21	0,05	1,5	99,47
110942	амфиболит	Погурей	41,50	0,58	16,00	9,89	6,98	0,22	9,76	11,90	0,65	0,17	0,05	1,40	99,10
120291	амфиболит	Хулга	43,80	1,48	20,10	5,02	5,44	0,17	5,91	10,90	2,77	0,31	0,40	3,15	99,45
PU 0827A	амфиболит	Дзеляю	42,80	0,12	23,80	2,82	3,03	0,09	8,98	15,90	0,48	0,02	0,05	1,64	99,73
PU 0827Б	амфиболит	Дзеляю	41,20	0,24	23,90	4,48	4,62	0,13	8,45	14,40	0,78	0,02	0,05	1,40	99,67
PU 0828A	амфиболит	Дзеляю	40,70	0,34	25,10	6,03	3,97	0,11	7,18	15,10	0,58	0,01	0,05	0,58	99,75
PU 0828Б	амфиболит	Дзеляю	40,50	0,41	20,20	7,00	5,49	0,17	10,60	13,80	0,56	0,01	0,05	0,63	99,42
PU 0829A	амфиболит	Дзеляю	42,80	0,04	32,10	1,39	1,59	0,05	4,12	16,90	0,54	0,01	0,05	0,43	100,02
PU 0829Б	амфиболит	Дзеляю	41,50	0,39	24,00	5,64	4,12	0,12	7,16	15,50	0,66	0,01	0,05	0,50	99,65
PU 0830A	амфиболит	Дзеляю	44,00	0,15	24,60	2,15	2,38	0,08	7,93	17,30	0,47	0,01	0,05	0,78	99,90
110371	верлит	Хулга	41,00	0,29	10,70	6,86	6,00	0,19	19,90	10,10	0,56	0,06	0,05	3,60	99,31
110821	верлит	Игядейеган	48,70	0,08	1,35	2,19	4,33	0,14	24,40	16,20	0,05	0,03	0,05	1,82	99,34
110824	верлит	Игядейеган	47,00	0,11	2,36	3,03	5,30	0,16	23,80	15,30	0,05	0,03	0,05	2,15	99,34
522/2	гарцбургит	Дзеляю	37,34	0,24	2,33	6,56	9,98	0,39	35,97	2,97	0,15	0,02	0,05	4,06	100,07

№ пр.	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
110353	гранатовый амфиболит	Хулга	49,40	0,72	20,00	5,04	4,46	0,17	5,05	10,60	2,85	0,26	0,10	0,84	99,49
110355	гранатовый амфиболит	Хулга	36,00	2,53	17,40	12,40	9,77	0,61	5,83	11,20	1,27	0,21	1,10	0,59	98,91
110932	гранатовый амфиболит	Погурей	41,20	0,81	15,10	8,13	8,02	0,23	10,00	12,20	1,08	0,28	0,05	1,89	98,99
110933	гранатовый амфиболит	Погурей	40,30	0,69	18,80	8,46	6,14	0,26	8,18	14,00	0,46	0,19	0,05	1,79	99,32
12028	гранатовый амфиболит	Хулга	41,90	2,57	15,70	10,00	8,79	0,38	5,73	10,30	2,25	0,28	0,64	0,47	99,01
120651	гранатовый амфиболит	Игядейеган	41,30	0,80	18,20	8,39	5,58	0,21	8,60	14,60	0,70	0,04	0,05	0,89	99,36
525/1	дунит	Дзеляю	33,97	0,03	1,53	5,54	6,82	0,15	43,97	0,94	0,07	0,02	0,05	6,62	99,71
110822	клинопироксенит	Игядейеган	49,80	0,22	1,51	4,52	5,09	0,17	15,10	22,30	0,05	0,02	0,05	0,48	99,31
110931	клинопироксенит	Погурей	46,50	0,14	2,58	4,27	5,58	0,17	23,70	14,60	0,05	0,04	0,05	1,79	99,47
120661	клинопироксенит	Игядейеган	49,10	0,19	2,09	2,89	2,44	0,13	20,10	19,60	0,48	0,03	0,05	2,15	99,25
100191	метагаббро	Хулга	41,40	0,33	18,50	5,51	3,77	0,13	10,60	15,50	0,17	0,04	0,05	3,62	99,62
110361	метагаббро	Хулга	45,80	1,03	18,20	7,06	5,93	0,22	6,03	12,10	2,08	0,11	0,05	0,82	99,43
110432	метагаббро	Хулга	46,10	0,85	21,90	3,78	4,74	0,10	5,01	12,20	3,41	0,26	0,16	1,15	99,66
6001	метагаббро	Мокрая Сыня	45,00	0,71	19,40	4,69	6,00	0,16	6,32	12,60	2,65	0,32	0,05	1,43	99,33
60021	метагаббро	Мокрая Сыня	45,50	1,01	12,80	5,00	10,30	0,23	9,91	10,80	1,61	0,24	0,05	1,26	98,71
100183	оливиновый клинопироксенит	Хулга	51,60	0,36	3,68	2,14	3,70	0,12	15,90	20,30	0,59	0,07	0,05	0,70	99,21
502/2	плагноклазовый лерцолит	Дзеляю	38,52	0,05	7,99	7,06	6,21	0,17	28,17	4,99	0,24	0,02	0,05	6,61	100,07
100012	амфиболит	Мокрая Сыня	47,90	0,71	19,80	4,39	4,74	0,12	4,36	12,50	2,43	0,16	0,05	2,32	99,48
100062	амфиболит	Мокрая Сыня	47,70	1,21	18,90	4,83	6,42	0,19	4,18	10,60	2,55	0,42	0,65	1,60	99,25
100151	амфиболит	Мокрая Сыня	53,80	0,59	20,30	3,59	4,40	0,21	2,93	9,61	2,21	0,62	0,30	0,97	99,53
100193	амфиболит	Хулга	43,20	0,04	29,30	2,21	2,51	0,07	5,00	14,30	0,61	0,05	0,05	2,42	99,76
110081	амфиболит	Мокрая Сыня	41,30	0,99	17,00	7,32	6,98	0,19	7,60	14,50	0,63	0,11	0,05	2,45	99,12
110091	амфиболит	Мокрая Сыня	47,80	0,52	12,40	3,99	7,33	0,23	10,80	12,60	1,79	0,16	0,05	1,27	98,94
110362	амфиболит	Хулга	46,20	0,96	17,80	6,64	6,28	0,22	6,35	10,90	2,82	0,28	0,10	0,73	99,28
110431	амфиболит	Хулга	49,40	0,88	15,40	3,60	5,23	0,15	9,97	11,80	1,59	0,17	0,07	1,15	99,41
120022	амфиболит	Мокрая Сыня	45,40	0,13	22,60	2,01	1,60	0,09	6,53	19,30	0,17	0,06	0,05	1,89	99,82

№ пр.	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
120023	амфиболит	Мокрая Сыня	46,30	0,34	12,40	4,18	3,63	0,17	12,30	17,40	0,67	0,07	0,05	1,93	99,44
6009	амфиболит	Няньворгаю	49,60	0,86	17,90	4,93	5,72	0,21	5,39	9,81	2,94	0,43	0,11	1,40	99,30
100181	гранатовый амфиболит	Хулга	49,40	1,27	18,50	5,24	4,88	0,18	4,07	9,77	4,10	0,50	0,51	1,05	99,47
100014	эклогит	Мокрая Сыня	42,40	1,55	9,91	7,43	12,20	0,32	10,00	12,40	0,62	0,12	0,05	1,41	98,41
100182	эклогит	Хулга	47,60	1,43	16,50	8,89	5,86	0,25	5,58	9,43	2,79	0,23	0,13	0,71	99,40

Редкоэлементный состав пород дзеляюского комплекса (в г/т)

№ пр.	Привязка	Порода	Cs	Rb	Sr	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	Cr	Co	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
525/1	Дзеляю	дунит	0,00	25	0	0,2		0,1	0,36	10		3,6	4330	138	1430	0,2	0,57		0,58	0,26	0,07		0,055					0,18	0,03
522/2	Дзеляю	гарцбургит	0,48	14	54	0,5		0	0,46	32		1,6	15785	172	1190	0,51	1,46		1,3	0,54	0,06		0,074					0,1	0,014
502/2	Дзеляю	плагиоклазовый лерцолит	0,00	14	245	0		0	0,26	45		0,6	62,3	109	100	0,35	0,84		0,54	0,16	0,02		0,043					0,22	0,041
100012	Мокрая Сыня	амфиболит	0,1	2	647	0,1	1	0,1	0,3	7,4	6,1	0,1				1,68	3,61	0,52	3,02	0,91	0,63	0,99	0,15	1,04	0,24	0,54	0,088	0,48	0,077
100014	Мокрая Сыня	эклогит	2,13	2	151	1,5	1	0,1	0,53	12	11	0,1				4,12	9,94	1,27	5,7	1,35	0,55	1,8	0,31	2,02	0,44	1,08	0,16	0,99	0,17
100062	Мокрая Сыня	амфиболит	0,1	2	513	0,3	1,1	0,1	0,62	19	19	0,2				6,74	17,5	2,87	14,3	3,88	1,25	4,06	0,61	3,37	0,72	1,83	0,23	1,48	0,21
100151	Мокрая Сыня	амфиболит	0,28	9,7	627	0,4	1,9	0,1	1,43	55	19	0,3				6,1	15,9	2,58	12	3,22	1	3,18	0,52	3,53	0,74	2,02	0,29	2,12	0,33
100181	Хулга	гранатовый амфибо- лит	0,11	4	897	1,1	1,7	0,13	0,84	26	15	0,3				10,2	24,3	3,73	17	3,92	1,21	3,45	0,49	2,99	0,53	1,56	0,2	1,24	0,19
100182	Хулга	эклогит	0,1	2	518	0,1	1	0,1	0,34	8,7	11	0,1				1,96	5,18	0,94	4,9	1,69	0,93	1,8	0,31	2,09	0,42	1,1	0,14	0,98	0,2
100183	Хулга	оливиновый клино- пироксенит	0,1	2	143	0,1	1,3	0,1	0,28	7,3	3	0,1				0,79	3,02	0,74	4,58	1,25	0,41	1,08	0,14	0,62	0,12	0,23	0,045	0,21	0,041
100191	Хулга	амфиболит	0,1	2	498	0,1	1	0,1	0,15	3,5	3	0,1				0,42	0,99	0,18	0,99	0,34	0,22	0,45	0,095	0,49	0,12	0,33	0,037	0,22	0,033
100193	Хулга	амфиболит	0,1	2	1110	0,1	1	0,1	0,1	2	0,3	0,1				0,44	0,81	0,12	0,39	0,005	0,16	0,06	0,013	0,04	0,015	0,01	0,008	0,01	0,007
100194	Хулга	амфиболит	0,1	2	378	0,1	1	0,1	0,23	6,5	4,4	0,1				0,67	1,8	0,29	1,67	0,6	0,26	0,65	0,13	0,74	0,17	0,4	0,066	0,34	0,078
110081	Мокрая Сыня	амфиболит	0,1	2	930	0,1	1	0,1	0,2	5,9	5,2	0,1				0,97	2,79	0,52	2,89	1,07	0,5	1,22	0,19	1,08	0,22	0,51	0,086	0,39	0,047
110091	Мокрая Сыня	амфиболит	0,1	2	381	0,1	1	0,1	0,42	11	8,2	0,1				1,15	2,83	0,53	3,04	1,01	0,43	1,32	0,24	1,42	0,34	0,83	0,14	0,79	0,14
110353	Хулга	гранатовый амфибо- лит	0,1	2	622	0,1	1,2	0,1	0,41	11	9	0,1				2,23	5,59	0,89	4,6	1,29	0,71	1,52	0,29	1,49	0,37	1,03	0,13	0,8	0,13
110355	Хулга	гранатовый амфибо- лит	0,13	2	332	0,6	4,5	0,12	0,84	25	61	0,3				10,7	32,2	5,66	29,9	8,73	2,83	10,2	1,66	10,4	2,15	6,29	0,86	5,42	0,78
110361	Хулга	амфиболит	0,1	2	588	0,1	2,5	0,1	0,23	5,8	6,9	0,1				2,29	3,14	0,34	2,19	0,82	0,53	1,11	0,2	1,28	0,26	0,77	0,12	0,71	0,11
110362	Хулга	амфиболит	0,1	2	541	0,1	2,6	0,1	0,45	14	11	0,1				1,73	4,36	0,75	4,23	1,4	0,74	1,57	0,32	1,88	0,42	1,19	0,15	1,09	0,15
110371	Хулга	верлит	0,1	2	194	0,1	2,3	0,1	0,15	4,2	2,3	0,1				0,39	0,88	0,14	0,85	0,27	0,19	0,41	0,07	0,46	0,093	0,22	0,032	0,2	0,037
110372	Хулга	амфиболит	0,1	2	825	0,1	2,2	0,1	0,3	9,2	3	0,1				0,45	1,09	0,21	0,98	0,36	0,26	0,39	0,1	0,49	0,12	0,32	0,044	0,3	0,047
110373	Хулга	амфиболит	0,1	2	544	0,1	2	0,1	0,14	3,2	3,4	0,1				2,3	2,91	0,2	1,08	0,4	0,21	0,52	0,085	0,57	0,13	0,31	0,059	0,28	0,053
110381	Хулга	амфиболит	0,1	2	797	0,1	2,2	0,1	0,1	2,9	0,5	0,1				0,6	0,79	0,15	0,46	0,073	0,12	0,09	0,019	0,06	0,017	0,02	0,005	0,03	0,007
110391	Хулга	амфиболит	0,1	2,9	383	0,2	2,2	0,1	0,29	7,7	8,1	0,1				2,91	6,21	0,93	4,76	1,25	0,66	1,41	0,23	1,43	0,32	0,86	0,13	0,78	0,14
110411	Хулга	амфиболит	0,1	2	648	0,1	2,1	0,1	0,53	15	6,4	0,1				1,26	3,24	0,54	2,72	0,79	0,39	1,06	0,18	1,09	0,23	0,7	0,099	0,6	0,1
110422	Хулга	амфиболит	0,1	3,2	497	0,1	2,2	0,1	0,55	18	8,3	0,1				3,88	8,61	1,3	5,87	1,57	0,68	1,68	0,25	1,45	0,32	0,9	0,11	0,79	0,13
110431	Хулга	амфиболит	0,1	2	162	0,2	2,6	0,1	1,3	41	19	0,1				2,51	6,74	1,14	6,02	1,97	0,75	2,47	0,48	3,05	0,67	2,09	0,29	2,03	0,29
110432	Хулга	амфиболит	0,1	2	624	0,1	1,2	0,1	0,3	7,6	8,5	0,1				2,69	6,58	0,96	5,21	1,18	0,88	1,68	0,27	1,68	0,31	0,83	0,13	0,64	0,11
110821	Игядейеган	верлит	0,1	2	18,2	0,1	1	0,1	0,1	2,6	1,7	0,1				0,08	0,32	0,07	0,26	0,15	0,06	0,18	0,039	0,29	0,062	0,15	0,034	0,16	0,021
110822	Игядейеган	клинопироксенит	0,1	2	283	0,1	1	0,1	0,1	3	1,8	0,1				0,23	0,54	0,07	0,34	0,14	0,07	0,27	0,054	0,26	0,075	0,19	0,026	0,13	0,021
110823	Игядейеган	оливинит	0,1	2	2,24	0,1	1	0,1	0,1	1,1	0,1	0,1				0,05	0,05	0,01	0,04	0,008	0,01	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005
110824	Игядейеган	верлит	0,1	2	10,9	0,1	1	0,1	0,1	1,9	1,8	0,1				0,11	0,18	0,04	0,23	0,11	0,05	0,15	0,045	0,29	0,086	0,17	0,031	0,14	0,03
110931	Погурей	клинопироксенит	0,1	2	18,5	0,1	1	0,1	0,1	2,5	2,4	0,1				0,11	0,31	0,06	0,37	0,13	0,08	0,29	0,058	0,42	0,1	0,23	0,046	0,17	0,038

№ пр.	Привязка	Порода	Cs	Rb	Sr	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	Cr	Co	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
110932	Погурей	гранатовый амфиболит	0.1	2	218	0.1	1	0.1	0.54	15	6.9	0.1				0.73	2.67	0.52	3.14	1.11	0.36	1.18	0.18	1.14	0.23	0.68	0.12	0.76	0.1
110933	Погурей	гранатовый амфиболит	0.1	2	261	0.1	1	0.1	0.21	5.9	8	0.1				0.33	1.19	0.25	1.51	0.88	0.4	1.1	0.21	1.26	0.32	0.77	0.14	0.74	0.13
110941	Погурей	амфиболит	0.1	2	231	0.1	1	0.1	0.16	5.7	6	0.1				0.24	0.68	0.16	0.89	0.43	0.25	0.63	0.16	0.9	0.23	0.67	0.11	0.56	0.1
110942	Погурей	амфиболит	0.1	2	144	0.1	1	0.1	0.1	4.2	3.8	0.1				0.2	0.55	0.1	0.59	0.29	0.16	0.41	0.11	0.54	0.11	0.38	0.081	0.4	0.065
120022	Мокрая Сыня	амфиболит	0.1	2	334	0.1	2.1	0.1	0.15	3.2	4.2	0.1				0.39	1.12	0.26	1.58	0.65	0.24	0.74	0.12	0.77	0.17	0.43	0.064	0.34	0.062
120023	Мокрая Сыня	амфиболит	0.1	2	396	0.1	2.2	0.1	0.33	6.3	7.8	0.1				0.51	1.93	0.45	2.75	1.07	0.5	1.2	0.22	1.46	0.32	0.88	0.1	0.74	0.11
12028	Хулга	гранатовый амфиболит	0.1	2	419	0.1	2.9	0.1	0.45	12	21	0.1				3.98	12.3	2.12	12.1	4.03	1.54	4.38	0.7	3.97	0.76	2.12	0.32	1.5	0.25
120291	Хулга	амфиболит	0.1	2	954	0.4	7.7	0.27	3.86	133	29	0.1				12	39.5	6.66	34.8	8.83	2.42	8.53	1.13	6.01	1.12	3	0.43	2.55	0.36
120651	Игядейеган	гранатовый амфиболит	0.12	2	249	0.1	1.8	0.1	0.13	3.4	11	0.1				0.18	0.85	0.27	2.2	1.13	0.55	1.53	0.32	1.94	0.47	1.32	0.19	1.14	0.16
120661	Игядейеган	клинопироксенит	0.1	2	91.6	0.1	1.6	0.1	0.16	4.2	5	0.1				0.39	1.1	0.18	1.01	0.5	0.19	0.52	0.12	0.82	0.2	0.52	0.084	0.34	0.067
6001	Мокрая Сыня	амфиболит	0.1	2	505	0.1	1	0.1	0.23	6.4	5.1	0.1				1.13	2.5	0.42	2.17	0.88	0.54	0.96	0.15	0.94	0.2	0.51	0.072	0.4	0.06
60021	Мокрая Сыня	амфиболит	0.1	2	218	0.1	1	0.1	0.38	10	7.9	0.1				1.06	2.97	0.59	2.82	1.28	0.46	1.32	0.24	1.4	0.29	0.8	0.14	0.77	0.1
6009	Няньворгау	амфиболит	0.1	2.3	514	0.1	1	0.1	0.58	16	12	0.1				2.88	7.24	1.16	6.06	2.06	0.79	2.11	0.37	2.06	0.44	1.29	0.19	1.17	0.19
6073	Мал. Лагорга	амфиболит	0.10	2	162	0.1	0.5	0.1	0.1	2.3	4.1	0.1				0.17	0.58	0.11	0.73	0.35	0.21	0.47	0.093	0.68	0.17	0.48	0.074	0.45	0.065
PU 0827A	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	563	0.1	0.5	0.1	0.1	3.2	1.1	0.1				0.25	0.64	0.1	0.46	0.13	0.11	0.17	0.032	0.23	0.042	0.09	0.017	0.1	0.016
PU 0827B	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	874	0.1	0.5	0.1	0.07	1.8	0.8	0.1				0.34	0.71	0.1	0.47	0.12	0.15	0.15	0.018	0.13	0.032	0.08	0.012	0.06	0.008
PU 0828A	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	981	0.1	0.5	0.1	0.05	1.5	0.7	0.1				0.3	0.58	0.09	0.45	0.12	0.15	0.12	0.018	0.13	0.028	0.08	0.012	0.04	0.011
PU 0828B	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	716	0.1	0.5	0.1	0.06	1.8	1.2	0.1				0.24	0.56	0.1	0.5	0.13	0.17	0.21	0.042	0.23	0.045	0.12	0.013	0.07	0.015
PU 0828B	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	117	0.1	0.5	0.1	0.13	2.6	0.6	0.1				0.31	0.7	0.1	0.46	0.14	0.07	0.12	0.022	0.12	0.025	0.07	0.01	0.04	0.011
PU 0829A	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	775	0.1	0.5	0.1	0.03	1.2	0.3	0.1				0.39	0.71	0.08	0.33	0.059	0.11	0.05	0.01	0.05	0.008	0.03	0.006	0.02	0.006
PU 0829B	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	859	0.1	0.5	0.1	0.08	1.8	1.4	0.1				0.31	0.74	0.13	0.71	0.2	0.2	0.25	0.048	0.26	0.057	0.12	0.026	0.09	0.017
PU 0829B	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	291	0.1	0.5	0.1	0.04	1.3	0.3	0.1				0.29	0.54	0.07	0.24	0.057	0.05	0.05	0.012	0.06	0.014	0.01	0.005	0.03	0.005
PU 0830A	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	561	0.1	0.5	0.1	0.11	2.6	1.5	0.1				0.36	0.72	0.1	0.54	0.17	0.14	0.25	0.049	0.27	0.059	0.14	0.025	0.1	0.018
PU 0830B1	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	352	0.1	0.5	0.1	0.16	3.3	3.9	0.1				0.36	1.02	0.15	1.18	0.43	0.26	0.59	0.12	0.79	0.15	0.36	0.059	0.3	0.051
PU 0830B	Дзеляю	амфиболит	0.10	2	63.5	0.1	0.5	0.1	0.03	1.4	0.2	0.1				0.28	0.5	0.04	0.18	0.039	0.02	0.02	0.006	0.02	0.006	0.02	0.005	0.02	0.006
113/6	Дзеляю	глаукофановый сланец														7.48	16.4		10.6	3.8	0.98		0.61					2.25	0.28
124/3	Дзеляю	глаукофановый сланец														5.12	12.6		9.1	2.5	0.9		0.65					2.04	0.28
124/10	Дзеляю	глаукофановый сланец														8.31	20.7		12.9	3.51	1.16		0.63					2.22	0.27
124/8	Дзеляю	зеленый сланец														15.9	41.7		24.5	6.4	2.11		1.25					3.8	0.54
124/9	Дзеляю	зеленый сланец														11	28.5		18.9	4.2	1.48		0.68					2.31	0.32
121/3	Дзеляю	зеленый сланец														10.5	25.8		16.7	4.6	1.48		1.02					3.09	0.39

Составы оливинов из дунитов райизско-войкарского комплекса

№ обр.	№ точки	SiO ₂	MgO	FeO	NiO	Сумма
110761	5	41,44	49,60	9,07	0,41	59,08
1104920	3	40,34	49,88	7,97	0,54	58,39
110911	1	40,92	51,02	7,32	0,64	58,98
110662	1	40,48	51,42	7,86	0,24	59,52
110826	1	41,61	52,21	5,98	0,33	58,52
110512	5	40,07	50,07	7,96	0,51	58,54
110523	4	41,04	52,35	6,34	0,18	58,87
1104924	1	39,86	49,82	8,22	0,50	58,54

Составы хромшпинелидов из дунитов райизско-войкарского комплекса

№ образца	№ точки	Cr ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	CaO	MnO	ZnO	Сумма
110761	1	47,23	2,31	0,50	0,80	49,15	0,00	0,00	0,00	99,99
110492	2	22,00	0,00	0,25	0,10	62,94	0,00	0,00	0,00	85,29
	4	54,16	7,57	14,45	0,00	23,82	0,00	0,00	0,00	100,00
110911	3	47,64	11,16	21,50	0,20	19,50	0,00	0,00	0,00	100,00
110662	2	60,61	4,80	5,72	0,00	28,80	0,00	0,00	0,00	99,93
110826	4	48,28	3,96	4,86	0,29	42,61	0,00	0,00	0,00	100,00
110512	1	62,32	3,44	0,54	0,00	31,37	0,00	0,00	0,00	97,67
110523	1	57,26	6,93	10,26	0,00	24,83	0,00	0,87	0,00	100,15
	3	47,53	3,97	2,24	0,00	40,82	0,00	0,96	0,00	95,52
110983	4	31,17	6,77	24,55	0,29	32,51	0,00	0,30	0,00	95,59
	5	26,71	1,52	1,51	1,00	59,98	0,00	0,58	0,00	91,30
1104924	4	54,09	6,08	10,54	0,31	28,57	0,00	0,40	0,00	99,99

Состав оливина из гарцбургитов райизско-войкарского комплекса

№ обр.	№ точки	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	NiO	Сумма
110233	6	41,04	49,20	9,14		0,58	99,96

Состав ромбического пироксена из гарцбургитов райизско-войкарского комплекса.

№ обр.	№ укола	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	MnO	Сумма
11011/1	1	53,85	2,54	29,19	11,73	2,41	0,27	99,99

Петрогеохимическая характеристика горных пород райизско-войкарского комплекса (SiO₂ - Ba - в вес. %, Cs - Lu - в г/т).

№ пр.	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	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
10021/3	гарибургит	Пожемаю	39,2	0,02	0,71	5,71	2,51	0,12	40,40	0,78	0,08	0,03	0,05	10,10	99,9	0,005	0,21	0,0065	3,19	1	0,1	1,89	0,24	0,056	0,16	0,019	0,039	0,018	0,012	0,012	0,005	0,014	0,0072	0,01	0,0069	0,014	0,005		
11023/1	гарибургит	Колокольня	37,8	0,01	0,77	4,60	2,79	0,11	41,50	1,04	0,05	0,02	0,05	10,90	99,9	0,005	0,24	0,0068	2,73	1	0,1	2,62	0,28	0,048	0,083	0,019	0,072	0,031	0,005	0,014	0,0081	0,037	0,014	0,01	0,005	0,015	0,0064		
11023/2	гарибургит	Колокольня	36,3	0,02	0,54	5,04	3,63	0,12	43,70	0,64	0,05	0,02	0,05	9,42	99,8	0,005	0,27	0,005	1,93	1	0,1	3,19	0,28	0,074	0,094	0,01	0,03	0,022	0,019	0,024	0,0069	0,06	0,005	0,023	0,005	0,038	0,0089		
11023/3	гарибургит	Колокольня	39,4	0,03	1,15	4,86	3,07	0,12	39,50	1,25	0,05	0,03	0,05	9,91	99,7	0,0052	0,26	0,0093	3,75	1	0,1	1,94	0,63	0,15	0,21	0,035	0,15	0,042	0,021	0,027	0,008	0,058	0,027	0,06	0,015	0,057	0,0076		
11023/6	гарибургит	Колокольня	38,4	0,03	0,80	5,11	3,77	0,13	41,20	0,82	0,05	0,02	0,05	9,13	99,8	0,005	0,25	0,0074	4,98	1	0,1	4,37	0,33	0,089	0,19	0,027	0,12	0,033	0,014	0,02	0,0068	0,036	0,0086	0,028	0,0062	0,028	0,013		
11053/4	гарибургит	Лаптапай	41,2	0,02	0,95	3,69	3,84	0,12	41,50	1,60	0,05	0,03	0,05	6,39	99,8	0,005	0,27	0,0064	2,91	1	0,1	1,87	0,56	0,15	0,15	0,022	0,11	0,023	0,005	0,035	0,015	0,074	0,015	0,049	0,0055	0,061	0,013		
11054/1	гарибургит	Лаптапай	37,5	0,01	0,36	3,61	4,05	0,11	42,50	0,65	0,05	0,03	0,05	6,73	95,9	0,005	3,16	0,0094	2,45	1	0,1	1,45	0,23	0,12	0,15	0,011	0,083	0,013	0,0052	0,01	0,005	0,02	0,0092	0,01	0,005	0,024	0,0054		
11025/3	дунит	Колокольня	37,6	0,01	0,62	6,85	5,02	0,16	40,30	0,72	0,05	0,02	0,05	7,96	99,9	0,005	0,26	0,011	2,02	1	0,1	1,43	0,18	0,052	0,061	0,01	0,02	0,012	0,011	0,013	0,011	0,01	0,0051	0,01	0,005	0,017	0,0076		
11025/4	дунит	Колокольня	37,1	0,01	0,16	4,46	4,74	0,14	43,60	0,56	0,05	0,03	0,05	8,49	99,9	0,005	0,25	0,0061	2,92	1	0,12	1,45	0,1	0,039	0,06	0,01	0,016	0,017	0,0099	0,01	0,005	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01	0,0051		
11026/1	дунит	Колокольня	38,8	0,01	0,40	3,96	3,84	0,12	42,20	0,68	0,27	0,03	0,05	9,08	99,8	0,005	0,24	0,005	2,53	1	0,1	1,44	0,15	0,075	0,093	0,01	0,042	0,005	0,012	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,0089
11028/1	дунит	Колокольня	36,4	0,02	0,49	5,47	6,42	0,17	43,00	0,78	0,05	0,03	0,05	6,08	99,6	0,005	0,39	0,009	3,7	1	0,1	1,85	0,24	0,11	0,21	0,03	0,069	0,039	0,016	0,049	0,014	0,047	0,012	0,015	0,0067	0,025	0,0067		
11045/1	дунит	Пожемаю	35,3	0,01	0,26	3,86	1,60	0,08	45,60	0,34	0,05	0,03	0,05	12,50	99,7	0,005	0,37	0,0067	4,23	1,94	0,1	1,84	0,24	0,099	0,16	0,021	0,067	0,005	0,013	0,016	0,0052	0,016	0,0058	0,01	0,005	0,01	0,005		
110491/5	дунит	Лаптапай	38,1	0,01	0,20	5,27	1,95	0,10	40,80	0,44	0,05	0,02	0,05	12,70	99,8	0,005	0,27	0,0055	1,71	1,12	0,1	1,16	0,1	0,046	0,05	0,01	0,019	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
110491/8	дунит	Лаптапай	37,1	0,01	0,20	4,19	3,84	0,12	43,80	0,53	0,05	0,01	0,05	9,56	99,8	0,005	0,27	0,0056	5,22	1,08	0,1	1,89	0,11	0,076	0,13	0,01	0,028	0,011	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
110491/9	дунит	Лаптапай	37,0	0,01	0,33	4,38	2,51	0,10	42,30	0,62	0,05	0,03	0,05	12,40	99,9	0,005	0,19	0,0072	2,38	1,04	0,1	1,81	0,1	0,067	0,065	0,011	0,019	0,0052	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
110492/1	дунит	Лаптапай	37,1	0,01	0,33	4,86	2,65	0,11	42,10	0,41	0,05	0,03	0,05	12,00	99,8	0,005	0,27	0,0078	2,4	1,07	0,1	1,89	0,1	0,11	0,12	0,013	0,038	0,0058	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
110492/2	дунит	Лаптапай	37,3	0,01	0,41	4,96	2,23	0,10	41,20	0,60	0,05	0,03	0,05	12,80	99,9	0,005	0,25	0,011	1,86	1,09	0,1	1,39	0,1	0,051	0,064	0,01	0,015	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
110492/3	дунит	Лаптапай	36,6	0,01	0,22	5,16	2,23	0,11	41,40	0,59	0,05	0,02	0,05	13,20	99,8	0,005	0,31	0,0057	2,99	1,04	0,1	1,21	0,1	0,059	0,087	0,01	0,042	0,0065	0,005	0,015	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11051/1	дунит	Лаптапай	34,8	0,01	0,10	5,74	2,65	0,12	42,80	0,24	0,05	0,02	0,05	12,80	99,5	0,005	0,47	0,0081	5,14	1,09	0,1	2,67	0,14	0,081	0,11	0,012	0,045	0,016	0,0051	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11051/3	дунит	Лаптапай	38,3	0,01	0,25	4,73	2,44	0,11	40,50	0,46	0,05	0,02	0,05	12,80	99,9	0,005	0,25	0,0084	3,94	1,06	0,1	1,4	0,12	0,077	0,13	0,013	0,01	0,012	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11052/3	дунит	Лаптапай	36,9	0,01	0,18	4,59	1,53	0,10	42,30	0,26	0,05	0,01	0,05	13,80	99,8	0,005	0,28	0,0066	1,15	1,06	0,1	1,17	0,1	0,059	0,058	0,015	0,014	0,0066	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11053/3	дунит	Лаптапай	38,7	0,01	0,14	3,54	4,26	0,12	42,70	0,52	0,05	0,02	0,05	9,31	99,8	0,005	0,27	0,011	1,2	1	0,1	1,3	0,12	0,061	0,064	0,01	0,011	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,014	0,0072		
11054/2	дунит	Лаптапай	36,8	0,01	0,58	5,52	2,65	0,12	41,30	0,44	0,05	0,03	0,05	12,10	99,8	0,005	0,26	0,0097	4,38	1	0,1	1,34	0,32	0,2	0,31	0,04	0,15	0,005	0,005	0,037	0,01	0,038	0,01	0,024	0,005	0,033	0,011		
11071/1	дунит	Нелкаеган	36,2	0,01	0,41	4,55	2,44	0,10	42,50	0,51	0,05	0,02	0,05	12,90	99,9	0,005	0,23	0,0064	2,8	1	0,1	1,25	0,1	0,031	0,043	0,01	0,015	0,0098	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,016	0,005		
11071/2	дунит	Нелкаеган	36,4	0,01	0,05	3,81	3,84	0,12	46,50	0,38	0,05	0,02	0,05	8,64	100	0,005	0,15	0,01	1	1	0,1	1	0,1	0,054	0,041	0,011	0,021	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11072/1	дунит	Нелкаеган	38,2	0,01	0,44	3,65	3,63	0,11	42,40	0,72	0,05	0,03	0,05	10,30	99,8	0,005	0,26	0,0071	2,18	1	0,1	1,26	0,13	0,056	0,056	0,01	0,039	0,015	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11072/3	дунит	Нелкаеган	38,5	0,01	0,18	2,64	5,58	0,12	46,70	0,34	0,05	0,02	0,05	5,12	99,8	0,005	0,29	0,0078	3,17	1	0,1	1,72	0,1	0,062	0,055	0,01	0,024	0,0095	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11072/4	дунит	Нелкаеган	41,8	0,01	0,74	1,09	4,19	0,07	41,30	0,46	0,05	0,03	0,05	9,56	99,7	0,0059	0,26	0,0053	3,44	1	0,1	1	0,1	1,18	1,81	0,02	0,04	0,015	0,005	0,01	0,005	0,018	0,005	0,01	0,005	0,014	0,0089		
11073/1	дунит	Нелкаеган	40,1	0,01	0,46	2,35	4,53	0,10	43,40	0,87	0,05	0,03	0,05	7,26	99,6	0,005	0,27	0,0083	10,3	1	0,1	1	0,15	0,21	0,38	0,053	0,17	0,035	0,0066	0,032	0,005	0,013	0,0082	0,01	0,005	0,01	0,005		
11073/2	дунит	Нелкаеган	38,6	0,01	0,11	2,87	5,58	0,13	46,10	0,43	0,05	0,03	0,05	5,36	99,8	0,005	0,31	0,01	4,27	1	0,1	1,92	0,1	0,046	0,053	0,014	0,038	0,025	0,0087	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11074/1	дунит	Нелкаеган	39,4	0,01	0,28	3,09	4,19	0,11	42,60	0,43	0,05	0,02	0,05	9,05	99,7	0,005	0,3	0,0095	17,9	1	0,1	2,12	0,1	0,051	0,079	0,01	0,015	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11082/3	дунит	Игядейган	36,2	0,01	0,11	4,56	4,33	0,13	44,60	0,52	0,05	0,03	0,05	9,00	100	0,005	0,2	0,0097	2,24	1	0,1	1,07	0,1	0,05	0,048	0,01	0,037	0,0081	0,005	0,012	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005		
11082/6	дунит	Игядейган	35,3	0,01	0,05	7,50	2,65	0,13	41,60	0,24	0,05	0,02	0,05	11,20	99	0,005	0,82	0,0076	12,1	1	0,1	1,16	0,1	0,064	0,089	0,017	0,037	0,017	0,005	0,01	0,0								

№ пр.	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	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
11075/4	серпентинит	Нелкаеган	38,8	0,01	0,50	7,17	2,09	0,09	39,10	0,17	0,05	0,03	0,05	11,50	99,7	0,005	0,29	0,0053	1,1	1	0,1	1	0,1	0,035	0,048	0,01	0,019	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,011	0,005		
11075/5	серпентинит	Нелкаеган	33,2	0,01	0,10	11,30	2,79	0,11	38,90	0,25	0,05	0,02	0,05	12,60	99,6	0,005	0,36	0,0089	2,74	1	0,1	1,02	0,13	0,039	0,056	0,01	0,025	0,005	0,005	0,016	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,008	0,015	0,005
11083/1	серпентинит	Игдайеган	40,0	0,01	0,24	2,46	5,23	0,12	44,90	0,29	0,05	0,02	0,05	5,76	99,6	0,005	0,36	0,005	5,27	1	0,1	1	0,1	0,046	0,032	0,01	0,019	0,015	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,0057	0,01	0,005
11083/2	серпентинит	Игдайеган	38,9	0,01	0,22	3,24	4,33	0,11	43,10	0,39	0,05	0,03	0,05	9,08	99,9	0,005	0,25	0,0088	2,39	1	0,1	1,33	0,11	0,036	0,048	0,01	0,01	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005
11098/3	серпентинит	Лагортаю																	2,19	1,21	0,1	1,63	0,53	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		
11098/4	серпентинит	Лагортаю																	4,3	1	0,1	2,16	0,65	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		
12003	серпентинит	Мокрая Сыня	34,9	0,02	0,24	9,28	4,05	0,17	39,30	0,51	0,05	0,03	0,05	11,30	100	0,005	0,02	0,0085	4,83	2,05	0,1	2,44	0,28	0,13	0,2	0,044	0,19	0,035	0,014	0,038	0,005	0,035	0,014	0,037	0,0062	0,01	0,01		

Петрогеохимическая характеристика горных пород кэршорского комплекса

№ пр.	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	Cs	Rb	Sr	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
I1023/5	верлит	Колоколья	42,9	0,051	1,19	5,29	3,28	0,14	34,3	5,59	0,05	0,027	0,05	6,64	99,51	0,24	0,1	2	3,74	0,1	1	0,1	0,1	2,34	1,91	0,1	0,068	0,16	0,036	0,2	0,15	0,057	0,18	0,034	0,28	0,09	0,2	0,04	0,21	0,038		
I1023/7	верлит	Колоколья	46,6	0,089	2,58	3,98	3,98	0,15	29,7	7,80	0,05	0,035	0,05	4,41	99,42	0,2	0,1	2	7,66	0,1	1	0,1	0,1	1,77	3,24	0,1	0,15	0,32	0,065	0,43	0,23	0,077	0,29	0,065	0,5	0,13	0,35	0,057	0,35	0,067		
I1025/2	верлит	Колоколья	44,1	0,043	1,12	6,28	4,53	0,17	28,3	9,42	0,05	0,025	0,05	5,25	99,34	0,2	0,1	2	6,6	0,1	1	0,1	0,1	3,47	0,95	0,1	0,076	0,11	0,024	0,15	0,062	0,02	0,094	0,025	0,098	0,025	0,089	0,022	0,092	0,018		
I1047/2	верлит	Пожемаю	49,0	0,078	1,52	1,92	4,05	0,12	25,3	16,00	0,05	0,038	0,05	1,34	99,47	0,25	0,1	2	23,5	0,1	1,85	0,1	0,16	8,2	1,56	0,1	0,19	0,73	0,16	0,89	0,31	0,12	0,36	0,049	0,32	0,059	0,15	0,025	0,11	0,022		
I1047/3	верлит	Пожемаю	37,9	0,093	2,72	8,74	4,88	0,18	31,8	4,75	0,05	0,028	0,05	8,04	99,23	0,21	0,1	2	14,9	0,1	1,71	0,1	0,1	3,47	1,41	0,1	0,34	0,88	0,073	0,5	0,15	0,047	0,17	0,043	0,22	0,061	0,15	0,027	0,14	0,028		
I0044/2	габбронорит	Нелкаеган	49,3	0,97	18,40	3,41	4,53	0,2	2,54	16,50	2,59	0,21	0,23	0,61	99,49	0,0055	0,19	3	608	0,9	2,38	0,11	1,64	52,9	17,3	0,35	8,4	21,7	3,25	15,3	4,27	1,37	3,75	0,63	3,31	0,69	1,81	0,25	1,68	0,23		
I1049/1	габбронорит	Новысоим															0,12	2	74,8	0,1	1,24	0,1	0,1	2,8	2,99	0,1	0,1	0,23	0,059	0,35	0,18	0,11	0,32	0,076	0,47	0,1	0,32	0,056	0,32	0,053		
I1049/11	габбронорит	Новысоим	45,6	0,052	19,40	0,87	3,07	0,082	11,5	15,80	0,42	0,069	0,05	2,75	99,66	0,041	0,42	2	133	0,1	1,36	0,1	0,1	2,52	1,25	0,1	0,11	0,16	0,026	0,085	0,066	0,065	0,15	0,026	0,18	0,048	0,1	0,019	0,13	0,017		
I1049/9	габбронорит	Новысоим	44,1	0,023	25,10	0,41	2,93	0,072	8,22	15,20	0,66	0,08	0,05	2,91	99,76	0,018	0,54	2	141	0,1	1,22	0,1	0,1	2	0,69	0,1	0,054	0,093	0,031	0,071	0,032	0,049	0,075	0,019	0,12	0,025	0,051	0,016	0,07	0,013		
I1025/3	дунит	Колоколья	37,6	0,014	0,62	6,85	5,02	0,16	40,3	0,72	0,05	0,024	0,05	7,96	99,37	0,26	0,1	2	2,02	0,1	1	0,1	0,1	1,43	0,18	0,1	0,052	0,061	0,01	0,02	0,012	0,011	0,013	0,011	0,01	0,0051	0,01	0,005	0,017	0,0076		
I1025/4	дунит	Колоколья	37,1	0,01	0,16	4,46	4,74	0,14	43,6	0,56	0,05	0,03	0,05	8,49	99,39	0,25	0,1	2	2,92	0,1	1	0,12	0,1	1,45	0,1	0,1	0,039	0,06	0,01	0,016	0,017	0,0099	0,01	0,005	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01	0,0051		
I1026/1	дунит	Колоколья	38,8	0,01	0,40	3,96	3,84	0,12	42,2	0,68	0,27	0,032	0,05	9,08	99,44	0,24	0,1	2	2,53	0,1	1	0,1	0,1	1,44	0,15	0,1	0,075	0,093	0,01	0,042	0,005	0,012	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,0089
I1026/3	дунит	Колоколья	35,3	0,015	0,21	7,46	5,37	0,17	40,4	1,02	0,098	0,02	0,05	9,24	99,35	0,25	0,1	2	2,87	0,1	1	0,1	0,1	2,19	0,24	0,1	0,079	0,1	0,021	0,052	0,0089	0,02	0,015	0,0062	0,01	0,0054	0,019	0,005	0,025	0,005		
I1028/1	дунит	Колоколья	36,4	0,023	0,49	5,47	6,42	0,17	43	0,78	0,05	0,029	0,05	6,08	98,96	0,39	0,1	2	3,7	0,1	1	0,1	0,1	1,85	0,24	0,1	0,11	0,21	0,03	0,069	0,039	0,016	0,049	0,014	0,047	0,012	0,015	0,0067	0,025	0,0067		
I1045/1	дунит	Пожемаю	35,3	0,014	0,26	3,86	1,60	0,083	45,6	0,34	0,05	0,029	0,05	12,50	99,69	0,37	0,1	2	4,23	0,1	1,94	0,1	0,1	1,84	0,24	0,1	0,099	0,16	0,021	0,067	0,005	0,013	0,016	0,0052	0,016	0,0058	0,01	0,005	0,01	0,005		
I1010/4	клинопироксенит	Мокрая Сыня	50,7	0,066	1,34	1,99	2,51	0,11	21,4	18,60	0,32	0,059	0,05	2,54	99,69	0,16	0,1	2	15,6	0,1	1	0,1	0,1	2,73	1,23	0,13	0,13	0,31	0,053	0,3	0,14	0,046	0,14	0,035	0,19	0,054	0,13	0,024	0,078	0,018		
I1010/5	клинопироксенит	Мокрая Сыня	50,4	0,07	1,25	2,91	2,44	0,12	20,8	19,00	0,11	0,034	0,05	2,39	99,57	0,15	0,1	2	22,4	0,1	1	0,1	0,1	2,4	1,22	0,1	0,12	0,31	0,052	0,31	0,12	0,045	0,15	0,038	0,2	0,063	0,1	0,023	0,086	0,025		
I1034/1	клинопироксенит	Визувшор	51,3	0,098	2,11	1,49	6,14	0,18	21,3	13,60	0,05	0,033	0,05	2,76	99,11	0,2	0,1	2	12,5	0,1	1	0,1	0,14	4,07	1,91	0,1	0,11	0,25	0,046	0,26	0,08	0,047	0,11	0,037	0,27	0,083	0,17	0,029	0,2	0,04		
I1070/2	клинопироксенит	Нелкаеган	51,7	0,087	2,43	1,93	3,14	0,13	19,4	18,20	0,31	0,043	0,05	1,75	99,17	0,37	0,1	2	10	0,1	1	0,1	0,1	1,71	1,46	0,1	0,14	0,15	0,015	0,11	0,039	0,059	0,12	0,04	0,21	0,082	0,14	0,023	0,13	0,022		
I0026/4	метагаббро	Пожемаю	47,3	0,78	19,90	5,03	4,53	0,16	4,83	11,00	3,01	0,28	0,05	2,57	99,44	0,002	0,15	2	731	0,1	1	0,1	0,26	7,38	6,05	0,1	1,15	2,72	0,46	2,31	0,89	0,65	0,9	0,2	1,13	0,26	0,63	0,085	0,52	0,07		
I1012/1	метагаббро	Мокрая Сыня	42,4	0,53	17,60	6,35	7,81	0,2	8,02	13,10	0,49	0,041	0,05	2,63	99,22	0,004	0,1	2	126	0,1	1	0,1	0,1	2,03	2,51	0,1	0,18	0,35	0,057	0,29	0,096	0,1	0,3	0,069	0,32	0,1	0,24	0,059	0,29	0,045		
I1014/1	метагаббро	Мокрая Сыня	44,4	0,08	20,40	1,39	2,37	0,081	11,1	17,30	0,42	0,044	0,05	2,24	99,88	0,027	0,1	2	124	0,1	1	0,1	0,1	3,18	2,08	0,1	0,21	0,48	0,065	0,42	0,13	0,12	0,25	0,046	0,25	0,068	0,19	0,04	0,19	0,041		
I1016/1	метагаббро	Мокрая Сыня	49,1	1,39	15,20	3,75	8,93	0,22	4,84	8,19	4,66	0,35	0,34	1,95	98,92	0,0021	0,1	3,01	222	0,28	1	0,1	1,33	37	19,1	0,15	3,74	10,9	1,81	9,4	2,69	1,08	3,32	0,53	3,41	0,76	2,01	0,33	1,94	0,3		
I1027/1	метагаббро	Колоколья	39,6	0,49	18,20	7,11	8,23	0,19	8,74	12,50	0,38	0,049	0,05	3,51	99,05	0,016	0,1	2	127	0,1	1,22	0,5	0,1	4,53	2,48	0,1	0,081	0,19	0,034	0,22	0,15	0,11	0,23	0,055	0,36	0,098	0,23	0,039	0,25	0,046		
I1027/2	метагаббро	Колоколья	40,5	0,69	17,40	7,35	8,16	0,22	8	13,40	0,47	0,054	0,05	2,79	99,08	0,0064	0,1	2	115	0,1	1	0,1	0,1	3,08	2,06	0,1	0,12	0,25	0,044	0,24	0,098	0,11	0,23	0,037	0,24	0,081	0,14	0,04	0,25	0,039		
I1027/3	метагаббро	Колоколья	42,0	0,62	17,10	5,73	6,14	0,19	9,51	15,40	0,7	0,048	0,05	1,83	99,32	0,021	0,1	2	241	0,1	1	0,1	0,2	6,48	7,17	0,1	0,77	1,44	0,26	1,77	1,02	0,39	1,18	0,2	1,32	0,3	0,77	0,11	0,62	0,077		
I1027/4	метагаббро	Колоколья	41,5	0,083	25,10	2,17	3,21	0,095	7,97	15,00	1,05	0,12	0,05	3,28	99,63	0,011	0,1	2	284	0,1	1	0,1	0,1	2,1	1,59	0,1	1,58	1,87	0,13	0,56	0,21	0,12	0,24	0,036	0,17	0,044	0,14	0,016	0,14	0,019		
I1046/1	метагаббро	Пожемаю	49,2	0,12	2,14	2,65	3,84	0,14	21,4	17,80	0,05	0,032	0,05	2,16	99,58	0,18	0,1	2	19,4	0,1	1,9	0,1	0,11	2,87	2,57	0,1	0,18	0,49	0,11	0,52	0,24	0,1	0,34	0,063	0,47	0,11	0,27	0,039	0,23	0,036		
I1047/4	метагаббро	Пожемаю	38,9	0,69	17,80	8,99	6,28	0,16	7,96	15,50	0,45	0,055	0,05	2,35	99,19	0,0096	0,19	2	169	0,1	1,45	0,1	0,1	3,04	2,96	0,1	0,094	0,23	0,07	0,47	0,23	0,16	0,38	0,076	0,5	0,12	0,35	0,048	0,27	0,05		
I1049/12	метагаббро	Новысоим	48,2	0,055	18,30	0,82	4,19	0,12	11,8	13,90	1,1	0,066	0,05	1,03	99,63	0,014	0,1	2	69,2	0,1	1,25	0,1	0,1	1,76	1,18	0,1	0,12	0,22	0,028	0,15	0,046	0,058	0,068	0,02	0,13	0,041	0,12	0,021	0,091	0,015		
I1049/5	метагаббро	Новысоим	46,6	0,14	13,80	3,11	5,30	0,16	12,2	16,40	0,21	0,029	0,05	1,28	99,28	0,048	0,1	2	192	0,1	1,4	0,1	0,13	3	4,76	0,1	0,15	0,5	0,097	0,6	0,3	0,22	0,46	0,094	0,71	0,16	0,53	0,09	0,47	0,064		
I1049/6	метагаббро	Новысоим	46,1	0,11	22,80	1,19	5,16	0,12	6,92	14,80	0,69	0,055	0,05	1,66	99,66	0,0043	0,1	2	111	0,1	10,4	0,1	0,1	1,67	1,51	0,1	0,14	0,26	0,031	0,21</												

№ пр.	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	Cs	Rb	Sr	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
I1081/1	метагаббро	Нелкаеган	45,8	0,60	18,50	2,00	8,37	0,17	8,13	13,60	0,86	0,086	0,05	0,89	99,06	0,0091	0,1	2	107	0,1	1	0,1	0,13	4,95	4,37	0,1	0,2	0,56	0,12	0,61	0,3	0,26	0,49	0,091	0,62	0,16	0,46	0,07	0,54	0,091
I2017/1	метагаббро	Колокольня	42,8	0,51	18,20	5,73	5,23	0,17	8,81	14,20	0,93	0,091	0,05	2,69	99,41	0,0043	0,1	2	354	0,1	1,93	0,1	0,1	2,77	4,11	0,1	0,38	1,11	0,22	1,4	0,5	0,38	0,58	0,13	0,75	0,2	0,36	0,077	0,38	0,073
I2025/3	метагаббро	Хулга	35,9	1,09	15,40	2,34	10,50	0,67	12,2	12,40	0,91	0,091	0,29	7,10	98,89	0,0026	0,36	2	45,4	0,49	3,06	0,1	1,76	51,5	19,1	0,3	5,24	15,1	2,34	10,8	2,95	1,18	3,45	0,56	3,37	0,75	2,13	0,32	2,05	0,32
I2026/1	метагаббро	Хулга	46,1	0,13	18,40	1,19	4,33	0,11	10,1	16,20	0,55	0,052	0,05	2,28	99,49	0,033	0,1	2	92,5	0,1	1,93	0,1	0,1	2,81	1,87	0,1	0,18	0,39	0,063	0,29	0,13	0,11	0,26	0,034	0,29	0,074	0,16	0,028	0,19	0,027
I2032/1	метагаббро	Пожемаю	42,0	0,42	18,60	5,73	6,00	0,19	8,3	14,00	0,95	0,061	0,05	2,97	99,27	0,0056	0,1	2	148	0,1	1,78	0,1	0,1	1,86	3,94	0,1	0,12	0,33	0,063	0,51	0,29	0,19	0,44	0,1	0,62	0,18	0,46	0,055	0,46	0,064
I2032/2	метагаббро	Пожемаю	42,7	0,43	16,90	5,45	6,98	0,19	9,47	13,40	1,04	0,058	0,05	2,62	99,29	0,014	0,13	2	139	0,1	1,85	0,1	0,11	2,63	2,93	0,1	0,36	0,7	0,12	0,58	0,15	0,13	0,31	0,061	0,44	0,12	0,34	0,055	0,34	0,052
I2032/3	метагаббро	Пожемаю	44,2	0,083	19,60	1,72	4,33	0,11	11,8	15,00	0,24	0,16	0,05	2,23	99,52	0,017	0,14	2	115	0,1	1,7	0,1	0,1	1,9	1,2	0,1	0,18	0,31	0,034	0,2	0,065	0,07	0,13	0,041	0,18	0,049	0,092	0,019	0,12	0,025
I2033	метагаббро	Пожемаю	44,7	0,15	19,20	2,96	6,00	0,18	8,74	12,70	1,61	0,061	0,05	3,08	99,43	0,0073	0,27	2	91,9	0,1	1	0,1	0,1	2,24	2,23	0,1	0,12	0,32	0,042	0,3	0,15	0,11	0,14	0,059	0,29	0,1	0,25	0,035	0,22	0,047
I1049/4	милонит по габбро	Новысоим	53,7	0,02	2,26	3,78	1,88	0,073	30,3	1,17	0,05	0,051	0,05	6,31	99,64	0,18	0,14	2	2,91	0,1	1,21	0,1	0,1	1,95	0,27	0,1	0,25	0,36	0,048	0,17	0,038	0,016	0,032	0,0067	0,036	0,011	0,03	0,0078	0,025	0,0055
I1070/1	О1 клинопи-роксенит	Нелкаеган	40,5	0,029	0,62	3,93	6,63	0,16	37,4	4,98	0,35	0,037	0,05	4,58	99,27	0,13	0,1	2	2,76	0,1	1	0,1	0,1	1,67	0,4	0,1	0,051	0,085	0,011	0,032	0,0088	0,014	0,02	0,005	0,033	0,015	0,018	0,011	0,03	0,01
I1023/8	О1 клинопи-роксенит	Колокольня	51,8	0,033	0,68	1,58	3,14	0,13	23,8	16,90	0,39	0,036	0,05	0,90	99,44	0,26	0,1	2	7,47	0,1	1	0,1	0,1	2,69	0,87	0,1	0,097	0,16	0,021	0,082	0,085	0,04	0,087	0,032	0,093	0,025	0,09	0,015	0,092	0,017
I1025/5	О1 клинопи-роксенит	Колокольня	48,4	0,094	1,91	3,37	4,88	0,16	24	14,60	0,05	0,042	0,05	1,80	99,36	0,21	0,1	2	8,03	0,1	1	0,1	0,1	2,73	2,28	0,1	0,11	0,26	0,034	0,3	0,099	0,057	0,25	0,054	0,38	0,074	0,23	0,024	0,24	0,031
I1026/2	О1 клинопи-роксенит	Колокольня	51,0	0,079	2,38	2,36	4,88	0,17	21,3	13,70	0,9	0,051	0,05	2,36	99,23	0,21	0,13	2	7,59	0,1	1	0,1	0,1	2,42	1,61	0,1	0,27	0,28	0,055	0,27	0,11	0,066	0,12	0,038	0,21	0,062	0,16	0,021	0,16	0,036
I1029/1	О1 клинопи-роксенит	Колокольня	48,9	0,12	2,58	2,03	3,07	0,11	21,9	18,10	0,05	0,021	0,05	2,39	99,32	0,28	0,1	2	26,7	0,1	1	0,1	0,12	3,03	2,01	0,1	0,4	0,68	0,077	0,66	0,27	0,08	0,3	0,058	0,36	0,088	0,17	0,027	0,15	0,019
I1047/1	О1 клинопи-роксенит	Пожемаю	48,7	0,13	1,96	2,30	4,19	0,14	22,6	17,20	0,21	0,027	0,05	1,71	99,22	0,28	0,1	2	24,1	0,1	1,9	0,1	0,12	3,39	2,54	0,1	0,16	0,61	0,13	0,74	0,35	0,13	0,36	0,064	0,43	0,11	0,28	0,043	0,2	0,027
I1025/1	серпентинит	Колокольня	41,7	0,046	1,06	5,43	3,98	0,15	31,6	5,69	0,05	0,03	0,05	9,66	99,45	0,18	0,1	2	5,37	0,1	1	0,1	0,1	2,21	1,01	0,1	0,056	0,085	0,019	0,1	0,026	0,034	0,12	0,026	0,16	0,029	0,12	0,017	0,069	0,016
I2003	серпентинит	Мокрая Сыня	34,9	0,016	0,24	9,28	4,05	0,17	39,3	0,51	0,05	0,028	0,05	11,30	99,89	0,021	0,1	2	4,83	0,1	2,05	0,1	0,1	2,44	0,28	0,1	0,13	0,2	0,044	0,19	0,035	0,014	0,038	0,005	0,035	0,014	0,037	0,0062	0,01	0,01

ПРИЛОЖЕНИЕ 7.6

Петрогеохимическая характеристика вулканитов Малоуральской островной дуги (SiO₂ - Ba - в вес. %, Cs - Lu - в г/т)

№ пр.	Полевое определение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K+N a	P ₂ O ₅	ппп	Сум- ма	V	Cr	Ba	Cs	Rb	Sr	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
5008/1	андезитобазальт	56,10	0,54	15,20	3,54	5,30	0,14	5,54	9,61	1,73	0,72		0,24	0,64	99,90	0,026	0,01	0,009	0,17	9,23	627	1,06	1,79	0,12	1,21	40	11,8	0,53	6,19	14,30	1,92	9,40	2,56	0,73	2,29	0,38	1,94	0,45	1,18	0,19	1,15	0,18
5008/2	андезитобазальт с пиритом	58,20	0,51	14,70	3,00	4,33	0,12	5,33	8,44	2,77	0,82		0,23	0,97	99,90	0,029	0,011	0,02	0,1	7,98	517	0,88	1,5	0,1	0,97	33,7	10,1	0,53	6,12	13,40	1,80	7,65	2,05	0,58	2,06	0,29	1,76	0,34	1,04	0,14	0,99	0,16
5014/5	молоччатый риолит	67,40	0,74	13,60	1,16	3,35	0,17	1,89	2,11	4,08	2,42	6,50	0,30	2,43	100,00	0,0067	0,002	0,059	0,19	25,3	180	4,39	7,66	0,36	3,63	126	23,2	1,35	26,10	55,80	6,99	27,80	5,93	1,44	5,62	0,73	4,19	0,79	2,28	0,30	2,33	0,34
5016/1	андезит	55,10	0,67	15,40	4,04	4,19	0,14	4,90	5,05	4,71	3,20	7,91	0,27	1,86	100,00	0,025	0,0045	0,039	0,1	27,7	235	1,97	2,9	0,17	2,1	77,2	13,5	0,83	10,60	25,10	3,43	14,20	3,43	0,84	3,20	0,43	2,39	0,46	1,37	0,19	1,39	0,19
5016/2	порфириновый андезит	55,60	0,68	15,50	3,98	4,74	0,12	4,85	6,02	2,75	3,18	5,93	0,27	1,71	100,00	0,026	0,0033	0,027	0,21	41,4	541	1,98	3,08	0,17	2,36	78,2	13,9	0,82	11,00	25,20	3,45	14,00	2,90	0,91	3,30	0,45	2,43	0,44	1,30	0,21	1,36	0,20
8013/1	туф базальта	52,60	0,95	14,20	3,88	5,30	0,21	2,66	8,25	4,86	0,76	5,62	0,29	5,45	100,00	0,02	0,002	0,014	0,1	6,97	155	0,93	2,08	0,1	2,28	66,4	23,9	0,51	8,73	20,70	3,00	15,10	4,44	1,26	4,41	0,64	4,08	0,89	2,63	0,41	2,46	0,37
80131/1	туф базальта	65,80	0,64	12,40	2,03	4,05	0,15	1,86	4,94	3,78	1,09	4,87	0,23	2,67	100,00	0,008	0,0023	0,018	0,13	10,2	151	2,12	4,11	0,23	3,27	114	24,6	0,8	13,10	29,50	4,28	19,50	4,61	1,32	4,51	0,64	4,20	0,92	2,45	0,38	2,53	0,39
80132/1	туф базальта	52,00	0,84	15,70	3,96	4,88	0,19	3,66	7,12	6,16	0,90	7,06	0,22	3,85	100,00	0,027	0,002	0,011	0,1	9,99	197	0,83	2,16	0,12	1,83	58,3	18,9	0,41	7,81	17,70	2,51	12,20	3,40	0,98	3,47	0,50	3,20	0,74	1,79	0,26	1,80	0,32
80133/1	туф андезита	59,20	1,15	18,40	1,79	3,84	0,23	1,77	2,02	8,52	0,81	9,33	0,29	1,60	100,00	0,0089	0,002	0,005	0,1	7,63	147	5,94	9,72	0,45	7,02	255	35,5	2,17	40,20	88,00	11,20	48,40	10,20	2,44	8,58	1,15	6,44	1,33	3,48	0,54	3,44	0,56
8018/2	базальт	47,90	1,22	13,80	5,61	5,86	0,19	9,11	7,95	3,54	0,05	3,59	0,28	3,78	99,90	0,028	0,046	0,006	0,1	2	281	0,67	9,28	0,48	2,58	117	26,5	0,21	9,59	22,30	3,08	14,70	3,66	1,13	4,14	0,62	4,52	1,00	2,64	0,43	2,64	0,46
8029/1	юлерит	53,60	0,51	16,20	2,62	6,77	0,16	6,33	9,61	2,22	0,31	2,53	0,05	0,95	100,00	0,029	0,0084	0,005	0,7	4,45	183	0,24	1	0,1	0,76	20,1	13,4	0,15	1,12	3,16	0,50	2,78	1,08	0,44	1,48	0,31	2,08	0,44	1,52	0,25	1,68	0,23
8030/1	юлерит	53,50	0,95	16,30	1,69	7,12	0,16	6,16	9,60	2,60	0,16	2,76	0,09	0,87	100,00	0,025	0,0083	0,005	0,26	2	135	0,22	1,43	0,1	1,8	58,3	22,1	0,1	2,31	7,22	1,20	6,52	2,21	0,81	3,03	0,54	3,71	0,78	2,22	0,37	2,46	0,36
8034/1	базальт	56,60	0,57	15,80	1,82	7,81	0,17	4,41	7,89	3,04	0,29	3,33	0,05	0,68	100,00	0,03	0,002	0,008	0,1	2,05	107	0,22	1	0,1	0,89	21,2	14,8	0,18	1,11	3,12	0,51	2,96	1,17	0,44	1,51	0,30	2,28	0,58	1,62	0,27	1,72	0,26
8049/1	базальт?	55,60	0,57	16,40	2,94	4,60	0,13	5,28	6,33	3,31	1,72	5,03	0,14	2,34	99,90	0,023	0,0058	0,048	0,12	18,5	461	1,11	2,21	0,11	1,67	61,2	14,3	0,55	6,77	16,40	2,19	9,46	2,30	0,73	2,32	0,43	2,49	0,54	1,65	0,23	1,49	0,21
8052/1	туфопесчаник?	58,60	0,92	16,90	1,71	4,46	0,23	2,06	3,04	6,09	2,66	8,75	0,29	2,61	100,00	0,012	0,002	0,037	0,1	29,8	186	5,52	10,4	0,41	5,6	210	30,2	2,24	31,50	69,60	8,62	35,40	7,53	1,98	6,57	1,08	5,32	1,07	3,23	0,47	3,18	0,53
80522/1	лапиллиевый туф?	54,40	1,07	17,00	1,85	5,86	0,23	2,40	4,17	4,14	3,36	7,50	0,48	4,36	99,90	0,021	0,002	0,037	0,38	60,9	176	4,86	9,85	0,43	5,23	197	30,1	1,76	37,50	79,60	10,20	39,90	8,47	2,40	7,44	1,10	5,65	1,14	2,85	0,39	2,78	0,44
8053/1	туффит основного состава?	75,30	0,66	8,91	1,97	3,07	0,10	1,44	2,68	3,43	0,15	3,58	0,19	1,82	100,00	0,013	0,0044	0,005	0,1	2,19	64,8	0,85	2,64	0,13	1,99	65,7	16,7	0,37	6,92	17,50	2,44	11,80	3,06	0,94	2,89	0,49	2,97	0,62	1,89	0,26	1,63	0,25
80531/1	туффит основного состава?	56,20	0,68	16,40	3,97	2,51	0,13	1,75	8,06	6,99	0,16	7,15	0,19	2,68	100,00	0,025	0,002	0,005	0,1	2	215	0,94	3,01	0,1	1,88	64,6	20,4	0,44	10,50	23,00	3,28	15,20	3,42	1,22	3,70	0,57	3,03	0,66	2,07	0,32	1,90	0,30
80532/1	вулканомиктовый алевролит?	53,10	1,05	15,70	5,27	4,88	0,22	3,45	6,49	5,37	1,06	6,43	0,32	2,51	100,00	0,029	0,002	0,02	0,1	11,5	190	1,04	2,99	0,23	2,53	86,5	25,6	0,55	10,00	24,80	3,67	17,60	4,50	1,39	4,64	0,79	4,52	0,87	2,80	0,36	2,46	0,38
80541/1	вулканомиктовый алевролит?	55,00	1,19	15,40	4,83	6,00	0,25	3,59	3,99	5,91	0,51	6,42	0,36	2,39	100,00	0,029	0,002	0,012	0,1	5,75	160	0,83	2,75	0,12	2,23	69,9	26,1	0,44	9,22	22,80	3,42	16,50	4,66	1,44	4,55	0,74	4,54	1,03	2,93	0,39	2,52	0,44
80543/1	туффит	61,00	0,75	13,00	4,24	3,00	0,13	1,62	10,40	2,06	0,09	2,15	0,22	3,18	100,00	0,022	0,002	0,005	0,1	2	66,9	1,67	3,62	0,16	2,52	83,2	21	0,73	10,40	23,70	3,32	13,90	3,47	1,02	3,75	0,61	3,44	0,74	2,13	0,31	1,96	0,35
8055/1	литокристаллокластический туф	59,60	0,81	16,00	2,57	5,37	0,18	3,02	1,90	4,87	2,41	7,28	0,21	2,44	99,90	0,015	0,002	0,063	0,16	28	1470	2,98	6,15	0,26	5,22	172	32,9	1,26	17,20	40,70	5,40	23,20	5,49	1,48	5,74	0,95	5,70	1,12	3,34	0,49	3,31	0,52
80623/1	щелочной андезит или базальт	63,70	0,84	16,40	1,51	2,44	0,12	0,84	2,32	7,21	2,25	9,46	0,23	1,90	100,00	0,005	0,002	0,022	0,1	22,4	81,7	4,26	8,95	0,36	5,59	199	27,1	1,73	27,70	62,40	8,21	32,80	7,11	1,50	6,16	0,89	4,77	0,96	2,93	0,43	2,81	0,49
80624/1	щелочной андезит или базальт	62,90	0,89	16,70	1,51	2,65	0,13	1,15	2,12	6,44	3,35	9,79	0,28	1,69	100,00	0,0051	0,002	0,031	0,1	33,4	56,2	4,4	9,16	0,4	5,39	208	29,4	1,49	28,30	66,30	8,94	36,40	7,95	1,79	6,81	0,96	5,50	1,06	2,94	0,38	3,16	0,50
80651/1	габбро-долерит	55,10	0,44	16,40	2,04	4,46	0,12	5,83	8,00	3,09	1,32	4,41	0,12	2,49	99,90	0,019	0,014	0,035	0,13	13	308	1,19	1,32	0,1	1,19	41	9,28	0,59	4,88	10,90	1,44	6,21	1,32	0,49	1,43	0,22	1,43	0,35	0,84	0,16	0,98	0,14
80652/1	афирмовый базальт	53,30	0,96	16,50	2,95	6,42	0,14	7,24	5,23	3,28	0,08	3,36	0,07	3,12	100,00	0,029	0,006	0,005	0,1	2	169	0,2	1	0,1	1,32	46,4	17,7	0,14	1,65	5,45	0,94	5,01	1,87	0,68	2,40	0,45	2,83	0,65	1,73	0,28	1,88	0,28
8066/1	миндалекаменный андезит или базальт	58,00	0,55	14,30	2,76	5,02	0,10	5,36	6,45	3,40	0,07	3,47	0,05	3,37	100,00	0,027	0,0024	0,007	0,1	2	55,7	0,17	1	0,1	0,96	28,9	15,5	0,2	1,46	4,09	0,65	3,50	1,46	0,40	2,01	0,35	2,57	0,61	1,60	0,21	1,51	0,26
80663/1	миндалекаменный андезит или базальт	47,50	0,43	19,00	3,55	7,95	0,15	7,72	4,94	3,05	0,87	3,92	0,05	3,98	100,00	0,022	0,002	0,01	0,33	19,5	126	0,2	1	0,1	0,77	17,2	13,5	0,15	0,83	2,33	0,39	2,23	1,09	0,37	1,37	0,31	2,24	0,53	1,73	0,31	2,32	0,38
8067/1	порфириновый андезит или базальт	56,90	1,02	17,20	3,30	5,16	0,11	3,00	3,66	6,53	0,61	7,14	0,33	1,72	100,00	0,028	0,002	0,007	0,1	9,03	324	1,15	3,11	0,18	3,56	119	29,5	0,57	11,40	29,90	4,46	21,40	5,03	1,21	5,24	0,81	4,71	0,99	2,68	0,33	2,50	0,46
8067/3	прожилки в базальте	65,60	0,83	13,30	2,27	4,74	0,10	2,73	3,28	2,49	1,47	3,96	0,10	2,58	100,0																											

Петрогеохимическая характеристика горных пород лагортинско-кокпельского комплекса (SiO₂ - Ba - в вес. %, Cs - Lu - в г/т)

№ пр.	Название породы	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	Ba	Cs	Rb	Sr	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
11018/1	гранодиорит	57,50	0,47	18,70	3	3,8	0,21	2,79	7,98	3,07	1,21	0,24	0,65	100	0,01	0,002	0,023	0,42	19	708	0,7	1,8	0,1	0,8	27	17	0,5	4,9	14	2,3	13	3,4	1,1	3	0,5	2,6	0,6	1,8	0,3	1,6	0,3
11063/1	диорит	56,90	0,56	17,60	3,4	4,7	0,15	3,88	7,60	2,69	1,00	0,14	0,86	100	0,02	0,002	0,024	0,31	14	523	0,4	2,1	0,1	1,4	43	15	0,2	7,2	16	2,4	11	2,7	0,8	2,6	0,4	2,7	0,6	1,6	0,3	1,7	0,2
11063/2	гранит	75,70	0,01	13,80	0,3	0,6	0,13	0,43	1,16	3,81	3,60	0,05	0,60	99,9	0,01	0,005	0,1	0,21	28	156	1,4	6,9	0,3	1,1	22	8,9	0,6	6,4	13	1,5	5	1,1	0,4	1,1	0,2	1,2	0,3	0,9	0,1	1	0,2
12038	диорит	60,70	0,20	20,00	1,8	2,6	0,10	1,97	7,92	3,22	0,41	0,09	0,82	100	0,01	0,007	0,007	0,16	5,6	640	0,5	2,3	0,1	0,5	22	7,9	0,3	4,5	9,5	1,2	4,9	1,2	0,5	1,3	0,2	1,3	0,3	0,8	0,1	0,8	0,1
12057	габбродиорит	54,40	0,46	18,60	3,6	5,2	0,20	3,91	8,41	3,24	0,39	0,16	0,96	100	0,02	0,003	0,008	0,28	4,4	503	0,2	2,4	0,1	0,6	15	16	0,1	4,4	11	1,7	8	2,3	0,7	2,4	0,4	2,5	0,6	1,6	0,3	1,7	0,2
12057/2	габбродиорит	53,80	0,49	18,40	3,2	6,1	0,21	4,09	8,58	2,40	0,54	0,14	1,27	100	0,02	0,003	0,017	0,12	6,6	471	0,5	2,6	0,1	0,9	25	16	0,3	5,3	12	1,7	7,9	2,2	0,8	2,4	0,4	2,5	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3
12058	диорит	62,40	0,37	16,30	2,5	3,8	0,14	2,85	6,57	2,62	0,48	0,11	1,48	100	0,02	0,005	0,014	0,39	7,3	480	1,9	2,4	0,2	0,7	22	12	0,4	5,6	12	1,5	7	1,9	0,6	1,7	0,3	1,9	0,4	1,3	0,2	1,2	0,2
5007/1	диорит	57,20	0,42	16,40	2,5	4,7	0,15	5,07	8,49	2,62	0,66	0,12	1,06	99,9	0,02	0,007	0,021	0,12	6,7	446	1,5	1,3	0,1	1,9	73	12	0,3	7,6	16	2,1	8,6	2,3	0,7	2,1	0,3	1,9	0,4	1,3	0,2	1,2	0,2
5009/1	гранодиорит	67,60	0,42	14,90	1,8	2,2	0,10	1,74	3,23	3,89	2,76	0,11	0,98	100	0,01	0,002	0,053	0,74	43	341	3,8	3,2	0,1	3,1	106	16	1	13	27	3,4	12	2,9	0,7	2,7	0,4	2,3	0,5	1,6	0,3	1,9	0,3
5009/2	гранодиорит	57,60	0,66	17,30	3,4	3,9	0,14	3,69	7,43	3,13	1,52	0,14	0,63	100	0,03	0,002	0,031	0,34	22	411	1,9	2,4	0,1	1,8	57	17	0,6	8,9	20	2,6	11	2,6	0,7	2,9	0,5	2,9	0,7	1,7	0,3	1,7	0,3
5011/2	гранодиорит	63,80	0,76	14,30	2	3,6	0,10	2,93	4,73	3,52	2,77	0,26	0,74	99,9	0,02	0,006	0,049	0,53	42	349	3,9	6	0,3	5,1	190	18	0,9	19	42	5,4	22	4,5	1	4	0,5	3	0,6	1,7	0,3	1,9	0,3
80044/1	гранодиорит	66,90	0,56	15,10	1,7	2,4	0,08	2,27	2,92	6,10	0,10	0,13	1,58	100	0,01	0,003	0,005	0,1	2	143	0,8	3,9	0,2	3,7	114	37	0,2	6,2	19	2,9	15	4,7	1,1	5,1	0,9	6,1	1,3	4	0,6	3,8	0,6
80044/2	гранит	75,90	0,32	13,60	1,7	0,3	0,01	0,81	0,39	2,38	2,28	0,05	2,35	100	0,01	0,002	0,016	0,21	26	63	1,3	2,8	0,2	3,6	130	5,8	0,3	4,6	8,9	0,7	2,4	0,4	0,2	0,6	0,1	0,8	0,2	0,6	0,1	0,7	0,2
8006/1	кварцевый диорит	57,00	0,29	16,00	1,4	4,5	0,13	7,12	10,30	1,22	0,17	0,05	1,18	99,9	0,02	0,01	0,006	0,11	2,7	97	0,1	1	0,1	0,3	7,9	7,2	0,1	0,4	1	0,2	0,9	0,5	0,2	0,6	0,1	1,1	0,3	0,9	0,2	0,9	0,1
8006/2	кварцевый диорит	56,50	0,35	14,90	2	5,2	0,15	7,43	10,30	1,58	0,14	0,08	0,68	99,9	0,02	0,017	0,006	0,1	2	206	0,2	1	0,1	0,5	18	9,5	0,2	1,6	3,8	0,6	2,7	0,9	0,3	1,2	0,2	1,6	0,4	1,1	0,2	1,1	0,2
8010/1	габбродиорит	52,20	0,12	18,60	1,5	5,6	0,13	6,75	9,47	4,18	0,13	0,05	0,84	100	0,02	0,009	0,005	0,1	2	68	0,1	1	0,1	0,1	3,5	3,1	0,1	0,3	0,8	0,1	0,4	0,1	0,1	0,2	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,5	0,1
80111/1	плагригранит	72,90	0,10	15,80	0,5	0,8	0,04	0,62	4,28	4,03	0,46	0,05	0,44	100	0,01	0,003	0,018	0,17	7,3	583	1	1,1	0,1	1,6	60	2,2	0,2	5,9	11	1,2	4,4	0,7	0,4	0,5	0,1	0,4	0,1	0,2	0	0,4	0,1
8019/1	кварцевый диорит	61,00	0,63	16,60	2,9	2,8	0,09	3,00	5,11	3,89	2,38	0,20	1,03	99,9	0,02	0,002	0,06	0,17	20	581	3,3	6,6	0,3	3,6	133	17	0,9	15	34	4,5	18	3,9	1,1	3,8	0,5	3	0,6	1,7	0,3	1,6	0,3
8020/1	кварцевый диорит	60,50	0,42	16,80	2,7	3,4	0,13	2,80	5,24	3,45	2,00	0,15	2,12	100	0,02	0,005	0,041	0,15	21	577	1,7	2	0,1	2,1	74	13	0,7	10	23	3	13	2,9	0,9	2,5	0,3	2,3	0,5	1,2	0,2	1,4	0,3
8021/1	кварцевый диорит	60,30	0,35	17,00	2,9	3,1	0,11	2,66	5,94	4,47	0,92	0,12	1,86	100	0,01	0,002	0,032	0,15	10	553	0,8	1,1	0,1	1,2	42	10	0,3	5,9	13	1,8	7,9	1,7	0,7	1,7	0,2	1,7	0,4	1,1	0,2	1,2	0,2
80211/1	кварцевый диорит	60,50	0,57	15,70	2,7	3,4	0,10	4,00	5,59	4,93	0,86	0,22	1,12	100	0,02	0,002	0,014	0,27	12	566	2,8	3,4	0,2	3,1	118	15	0,9	17	37	4,8	21	4,6	1,2	3,8	0,5	2,9	0,6	1,6	0,3	1,5	0,2
80212/1	кварцевый диорит	60,90	0,62	14,90	2,4	3,9	0,12	3,95	5,42	4,41	1,35	0,21	1,37	100	0,02	0,004	0,036	0,14	16	434	1,5	3,8	0,2	3	98	13	0,7	11	26	3,4	14	3,3	0,9	2,8	0,4	2,3	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2
8035/1	кварцевый диорит	59,50	0,49	14,50	2,8	3,9	0,13	5,21	7,51	3,11	1,44	0,15	0,72	99,9	0,02	0,009	0,029	0,53	22	478	2	3	0,1	2,4	89	13	0,7	9,8	23	3	13	3	0,7	2,7	0,4	2,2	0,5	1,3	0,2	1,5	0,2
8036/2	гранодиорит	67,00	0,52	14,90	2	2,5	0,09	1,98	4,47	3,29	2,15	0,10	0,65	100	0,02	0,003	0,039	0,78	36	333	3	4,9	0,2	4,4	158	23	0,8	10	26	3,5	16	3,7	0,9	3,8	0,6	3,7	0,9	2,3	0,4	2,6	0,4
8037/1	диорит	57,50	0,42	15,40	2,8	5,4	0,16	5,16	8,47	2,26	0,88	0,10	0,78	99,9	0,02	0,012	0,031	0,1	12	342	0,9	1,5	0,2	1,1	36	12	0,3	5,6	12	1,7	7,4	1,6	0,6	1,7	0,3	1,8	0,4	1,2	0,2	1,4	0,2
8038/1	кварцевый диорит	60,20	0,42	14,70	3,1	4,7	0,14	4,37	7,36	2,47	1,04	0,11	0,72	99,9	0,02	0,009	0,048	0,11	10	364	2,8	5,6	0,1	1,8	59	14	0,4	8,3	19	2,5	11	2,4	0,6	2,5	0,4	2,3	0,5	1,4	0,2	1,7	0,3
8040/1	кварцевый диорит	60,30	0,38	15,00	2,8	4,5	0,15	4,35	7,59	2,45	1,08	0,10	0,69	100	0,02	0,01	0,042	0,2	14	371	1,4	1,7	0,1	1,5	46	12	0,4	7,4	16	2,1	8,4	1,8	0,6	2	0,3	1,9	0,5	1,3	0,2	1,4	0,2
8041/1	кварцевый диорит	60,70	0,42	14,40	2,5	5	0,15	4,23	7,07	2,42	1,54	0,10	0,77	99,9	0,02	0,009	0,046	0,28	22	347	2,3	2,4	0,1	1,8	54	14	0,5	8,7	19	2,6	11	2,6	0,7	2,3	0,4	2,1	0,6	1,5	0,3	1,7	0,3
80421/1	гранодиорит	65,90	0,44	15,60	2,2	2,5	0,10	2,15	4,16	3,81	1,69	0,10	1,14	100	0,01	0,003	0,049	0,18	15	369	2,8	3,5	0,2	3	106	16	1	9,7	22	2,9	12	2,9	0,7	2,6	0,4	2,4	0,6	1,6	0,3	1,7	0,3
8043/1	порфириовидный диорит	63,50	0,43	16,30	2,1	3,5	0,10	2,25	5,08	3,32	1,94	0,13	0,79	99,9	0,01	0,003	0,045	0,43	25	519	2,5	3	0,2	2,7	95	14	0,9	13	30	3,8	16	3,1	0,8	2,9	0,4	2,4	0,5	1,5	0,3	1,7	0,2
8044/1	гранодиорит	68,20	0,71	14,40	2,1	2,4	0,11	1,63	6,75	2,66	0,35	0,18	0,29	100	0,02	0,004	0,019	0,1	3,5	611	6,3	11	0,5	7,1	255	17	2,2	19	44	5,4	22	4,4	0,9	3,7	0,5	2,7	0,6	1,7	0,3	1,8	0,3
8044/2	порфириовидный диорит	64,80	0,29	16,70	2,2	2,7	0,11	1,99	5,05	3,39	1,68	0,13	0,73	100	0,01	0,002	0,047	0,1	15	598	1,4	1,4	0,1	1,5	46	8,3	0,4	8,8	18	2,2	8,8	1,8	0,7	1,6	0,3	1,5	0,3	0,8	0,2	0,9	0,2
80461/1	кварцевый диорит	61,50	0,36	17,10	2,7	3,4	0,15	2,45	6,43	3,02	0,69	0,13	1,70	100	0,01	0,002	0,025	0,21	8,6	534	1,1	1,5	0,1	1,2	40	12	0,4	6,7	15	1,9	8,5	1,8	0,7	2,1	0,4	1,9	0,4	1,2	0,2	1,4	0,3

Каталог памятников природы

№ на карте	Местонахождение	Характеристика памятника
Геоморфологические		
1	Правый берег в районе устья р. Б. Хойлаю	Типичные конечно-моренные гряды горно-долинного ледника р. Тумболава эпохи ханмейского оледенения
2	Колокольненский перевал	Живописная троговая долина р. Колокольня

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	3
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ. <i>М. А. Шишкин, Е. А. Лебедева</i>	7
СТРАТИГРАФИЯ. <i>М. А. Шишкин, С. Т. Ремизова, Д. Н. Ремизов, А. Д. Матюшков</i>	13
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ. <i>Д. Н. Ремизов, С. И. Григорьев, С. Ю. Петров, М. В. Носиков</i>	47
ТЕКТОНИКА. <i>С. Н. Сычев</i>	77
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	82
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А. Д. Матюшков, А. В. Степунин</i>	87
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>О. А. Косьянов, М. А. Шишкин, М. В. Носиков</i>	93
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>М. Л. Сахновский, М. А. Шишкин</i>	103
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>С. Н. Суриков, М. Н. Чуйко</i>	122
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>М. Н. Петрова</i>	127
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	132
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	134
<i>Приложение 1. Список проявлений полезных ископаемых, пунктов минерализации, шлиховых потоков, вторичных геохимических ореолов</i>	139
<i>Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений</i>	153
<i>Приложение 3 Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых</i>	156
<i>Приложение 4. Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов</i>	157
<i>Приложение 5. Список стратотипов, петротипов, буровых скважин, показанных на геологической карте и карте четвертичных отложений</i>	158
<i>Приложение 6. Список пунктов, для которых имеются определение возраста пород и минералов</i>	159
<i>Приложение 7. Петрогеохимические характеристики горных пород района</i>	160
<i>Приложение 8. Каталог памятников природы</i>	172