

**Министерство природных ресурсов РФ
Министерство природных ресурсов Республики Коми
ОАО «Полярноуралгеология»**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

МАСШТАБ 1:200 000

Издание второе

Серия Северо-Уральская

Лист Q-40-XXX

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

**Составили: В.Н. Иванов, Т.Б. Жаркова,
И.Ю. Курзанов, Б.Я. Дембовский, З.П. Дембовская,
Н.А. Кузенков, Д.В. Зархидзе, Е.Н. Бусыгина,
А.И. Рубцов
Редактор: М.А.Шишкин
Эксперт: А.В.Жданов**

Аннотация

Произведено геологическое доизучение масштаба 1:200000 листа Q-40-XXX. Выделены стратифицируемые образования с диапазоном возрастов от нижнего рифея до квартера и интрузивные комплексы возрастом от позднего рифея до раннего ордовика, залегающие в пределах трех мегазон – Предуральской, Западно-Уральской и Центрально-Уральской. Описаны месторождения горного хрусталя, проявления меди, железа, золота, асбеста и поделочных камней. Определены прогнозные ресурсы, выделены площади для проведения поисковых и поисково-оценочных работ.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	7
2. СТРАТИГРАФИЯ	11
3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	55
4. ТЕКТНИКА	82
5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	87
6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ	91
7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	97
8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	122
9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ	135
10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	144
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	150
ЛИТЕРАТУРА	153
ПРИЛОЖЕНИЯ	163

ВВЕДЕНИЕ

Административно территория входит в Печорский район Республики Коми и частично (юго-восточная треть) в Березовский район Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. Географически площадь работ располагается на Приполярном Урале; с геологической точки зрения – в пределах Центрально-Уральской и Западно-Уральской структурных зон Уральской складчатой системы и восточной части Предуральского краевого прогиба. В их строении участвуют три структурных этажа: байкальский, сложенный комплексом терригенных и вулканогенных образований, прорванных интрузиями кислого и основного состава; каледоногерцинский – представленный терригенно-карбонатными породами, и мезозойско - кайнозойский, сформированный в виде маломощного чехла рыхлых отложений.

Территория, располагающаяся в пределах западного склона Урала, занимает центральную часть природного парка Республики Коми «Югыд Ва».

В орографическом отношении данный район Приполярного Урала представлен горной страной, характеризующейся различными типами рельефа. Рельеф большей части территории листа – среднегорный. На востоке и юго-востоке – альпийского типа, с характерными пилообразными гребнями, карлингами, карами, нишами, цирками и ущельями. Отмечаются также платообразные вершины с нагорными террасами. Склоны долин, выпуклого профиля, крутые (40-50°), с лавинными желобами и узкими эрозионными долинами мелких водотоков. Только на северо-западе площади наблюдается рельеф предгорных равнин, усложненный многочисленными мусорами (грядами), ориентированными параллельно хребтам Зап. и Вост. Саледы, Исследовательский и другим. Абсолютные отметки отдельных вершин составляют: 1820 м (г. Манарага), 1721 м (г. Колокольня), 1412 м (г. Сале-Урне-Хум). Минимальные (160-200 м) отметки наблюдаются в долинах рек Косью, Ягиней и др. Относительные превышения в горной части составляют 800-900 м, в предгорьях - 100-150 м.

Гидрогеографическая сеть района густая (500-1000 м/км²) и относится к бассейнам р. Печоры (реки Косью, Вангыр, Войвож, Бол.Паток) и р. Оби (реки Манья, Парнук). Наиболее значительными являются р. Косью (ширина русла до 50-70 м и глубина 0,5-1 м; скорость течения – 2,5-2,7 м/сек), р. Вангыр (ширина русла 20-60 м, глубина – 0,2-0,3 м; скорость течения 2,5-3 м/с), р. Манья и р. Парнук (глубина 1-1,5 м, скорость течения 2,5-4 м/с). Средний уклон русла рек составляет 0,02-0,05. Реки характеризуются резкими суточными и сезонными колебаниями уровня воды, порожистостью, большим числом мелей и перекатов, что делает их непригодными для плавания на лодках. Меженный период приходится на июль-август, весенний паводок от-

мечается в мае-июне, осенний – в сентябре. Модули стока в верховьях рек Вангыр, Косью, Бол. Паток превышают 30 л/с.км². Химический состав вод в основном гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый с минерализацией 0,03-0,05 г/дм³; воды нейтральные (рН равен 6,3-7,5), очень мягкие (жесткость общая 0,2-0,4 м²/дм³).

Широко распространены на территории листа озера, генетически связанные с каровым и горно-долинным оледенениями. Они наблюдаются в карах и цирках (каровые), на днищах троговых долин (плотинные), а также на перевальных седловинах, на надпойменных (термокарстовые) и пойменных (старичные) террасах. В озерах сосредоточены основные, постоянно пополняющиеся запасы пресных вод.

Климат района резко континентальный, с холодной продолжительной зимой и коротким прохладным летом. Среднегодовая температура воздуха составляет 4,3°С. Максимальные температуры наблюдаются в июле (+29°С), минимальные в январе (-54°С). Амплитуда колебаний годовых температур достигает 83°. Резкие колебания температуры отмечаются и в течение суток и могут составить 20-25°.

Годовое количество осадков колеблется от 750 до 810 мм. Основное их количество (70-75%) приходится на летнее время (август). Первый снег выпадает в середине августа, но окончательно ложится в долинах во второй половине сентября. Стаивает снег в начале июня, сохраняясь на высотах более 1400 м круглый год.

Большая часть территории листа представляет собой нагорье с отчетливо выраженной смесью растительных поясов по вертикали. До высоты 450-500 м (долины рек, подножья горных массивов) в обилии произрастает ель, береза, лиственница, ива, редко кедр; выше (500-600 м) – высокотравные луга с редколесьем (лиственница, береза, ель). На высотах 700-800 м наблюдаются горные субальпийские луга и кустарники, и еще выше – каменные россыпи и скалы, покрытые лишайниками.

Животный мир разнообразен – лоси, медведи, олени, волки, лисы, зайцы, куницы, белки, глухари, тетерева, рябчики, гуси, утки, совы, ястребы, канюки. В реках водятся хариус, редко, кумжа, в озерах – окунь, щука, чир, зельдь, хариус, кумжа.

Постоянного населения на площади нет.

От железной дороги (ст. Печора) территория (г. Колокольня) располагается по прямой на расстоянии 120 км. Площадь листа из-за сильной расчлененности рельефа считается труднодоступной для транспорта. Возможно ограниченное передвижение на вездеходах по заброшенной вездеходной дороге, связывающей территорию листа с пос. Кожим-Рудник (Интинский район) и по долинам рек. Ближайшими населенными пунктами являются п. Аранец (р. Печора), п. Кожим-Рудник (р. Кожим), п. Саранпауль (р. Ляпин).

Обнаженность района в горной части хорошая; долины крупных водотоков и северо-западный угол территории листа залесены и задернованы.

Эколого-геологическая обстановка в районе характеризуется наличием геоморфологических, геоструктурных, геокриологических и геохимических факторов, обуславливающих потенциальную чувствительность геологической среды к внешним воздействиям.

Работа по созданию Госгеолкарты-200 выполнена в ОАО «Полярноуралгеология» (г. Воркута) коллективом Патокской ГСП с привлечением группы специалистов Комплексной мерзлотно-гидрогеологической партии.

При создании комплекта Государственной геологической карты листа Q-40-XXX в различной степени использовались все приведенные опубликованные и фондовые работы. При этом для составления геологической карты наибольшее значение имели изданная Государственная геологическая карта масштаба 1:200000 листа Q-40-XXX (первое поколение) [17], геологосъемочные работы м-ба 1:50000 как второго, так и первого поколений (А.В. Вознесенский [77], М.Н. Дэви [88], М.В. Монастыршина [105], Э.Г. Негурица [106], Я.Р. Пахло [112, 113], И.Ф. Фомишин [126, 127], Ю.А. Чернышев [131]), а также поисковые работы на золото и марганец (В.Н. Иванов [90, 91], М.Я. Попов [118]). Для структурного анализа территории значительный интерес представляла работа Л.Н. Белякова [75]. При построении карты четвертичных отложений и оценки россыпной золотоносности в основном использовались данные поисковых работ на россыпное золото подразделений Интинской ГРЭ (А.П. Ермоленко [89], А.И. Ладыгин [99], Г.Г. Степанов [125], В.М. Швецов [135]). Для составления карты полезных ископаемых и прогноза наибольшее значение представляли, кроме упомянутых, поисковые работы на медистые песчаники (Б.Я. Дембовский [81, 82], поисковые и тематические работы на пьезокварц (В.В. Буканов [76], В.Г. Голдин [78, 79], Е.Б. Иконников [93], М.Д. Плешаков [115], В.А. Смирнова [121, 122, 123], С.С. Цюцкий [130]).

В рамках ГДП-200 авторами выполнен ограниченный объем полевых работ в районе верховьев рек Косью, Парнук, Манья. Ранее данный коллектив авторов принимал участие в производстве ГДП-50 листов Q-40-119-А, Б, В, Г (Ю.А. Чернышев [131]), входящих в изучаемую территорию, и листов Q-40-131-А, Б, В, Г, -143-А(а,б) (В.Н. Иванов [92]), примыкающих к площади с юга, проводил поисковые работы на золото и марганец (В.Н. Иванов [90, 91]) и параллельно с ГДП-200 листа Q-40-XXX, проводит ГДП-200 соседнего с востока листа Q-41-XXV.

Увязка и корректировка карт предшественников выполнена авторами на основании проведенных полевых работ, а также тщательного анализа первичных материалов предшествующих исследований с использованием материалов дистанционных методов, начиная с космоснимков

масштаба 1:500000 до аэрофотоснимков м-ба 1:35000. Увязка карты с соседними листами не производилась ввиду отсутствия на них изданных карт второго поколения. Геологическая карта, разрезы, стратиграфическая колонка и тектоническая схема составлены В.Н. Ивановым, Т.Б. Жарковой, Б.Я. Дембовским, З.П. Дембовской; карта четвертичных образований, разрезы, схема соотношений четвертичных образований, геоморфологическая схема – Д.В. Зархидзе; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, металлогенограмма, схемы минералогического районирования и прогноза полезных ископаемых – И.Ю. Курзановым; схема распространения гидрогеологических подразделений – Е.Н. Бусыгиной, схемы эколого-геологических условий, геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтных подразделений, оценки эколого-геологической опасности – Е.Н. Бусыгиной, А.И. Рубцовым. Компьютерное сопровождение Госгеолкарты-200 выполнено Л.В. Димовой, Н.А. Кузенковым, В.А. Хоменко. Текст объяснительной записки также написан коллективно. Главы «Введение», «Тектоника», «История геологического развития», «Заключение» составил В.Н. Иванов; «Стратиграфия» – В.Н. Иванов, Т.Б. Жаркова (допалеозой), Б.Я. и З.П. Дембовские (палеозой), Д.В. Зархидзе (четвертичные отложения); «Интрузивный магматизм» – Н.А. Кузенков; «Геоморфология» – Д.В. Зархидзе; «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» – И.Ю. Курзанов; «Гидрогеология» – Е.Н. Бусыгина; «Эколого-геологическая обстановка» – Е.Н. Бусыгина, А.И. Рубцов; списки месторождений, проявлений полезных ископаемых, пунктов минерализации, шлиховых ореолов, потоков, первичных и вторичных геохимических ореолов и потоков – И.Ю. Курзанов, Г.А. Васильченко.

Определение микрофоссилий рифейско-вендских толщ выполнены Л.Н. Ильченко (г. С.-Петербург), определения макрофауны и конодонтов из палеозойских толщ – УГСЭ ОАО «Уралгеология», г. Екатеринбург; палинологические исследования мезозойско-кайнозойских образований, а также все остальные виды лабораторных анализов – в ЦЛ ОАО «Полярноурал-геология».

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В главе приводится обзор геологической изученности территории, начиная с 1979 года. Сведения о более ранних работах приведены в объяснительной записке к Государственной геологической карте СССР (лист Q-40-XXX) первого поколения [17].

Изданная в 1989 году Государственная геологическая карта масштаба 1:200000 листа Q-40-XXX [17] составлена в 1982 году сотрудниками Опытного-методической экспедиции Полярно-Уральского производственного геологического объединения Г.И. Дашкевич, В.Н. Гессе, В.И. Кузнецовым под редакцией Ю.Р. Беккера. Комплект карт первого издания составлен по мате-

риалам геологических работ, и, в первую очередь, на основе геологосъемочных масштаба 1:50000 первого поколения, 50-х - 70-х годов. В геологическом строении доуралид выделяются нижнерифейские маньхобейнская и щокурбинская свиты, среднерифейская пуйвинская, верхнерифейские - хобейнская, мороинская и саблегорская, вендская лаптопайская свиты. В составе палеозойских осадков, ордовикские расчленяются на свиты: нижнеордовикскую обеизскую, ниже-среднеордовикскую саледскую, среднеордовикскую кожимскую и верхнеордовикскую устьзыбскую. Для силурийско - каменноугольных образований принято ярусное строение, пермские отложения выделяются в ранге юньягинской серии. Граниты Сальнерского и Няртинского массивов относятся к сальнерско-маньхамбовскому комплексу позднепротерозойского возраста, как и габброиды Парнукского массива одноименного комплекса. Гранитные интрузии Вангырского, Неройско-Патокского, Водораздельного и ряда более мелких массивов отнесены к раннепалеозойскому кожимскому комплексу. Государственная геологическая карта м-ба 1:200 000 первого поколения явилась базовой для создания Госгеолкарты-200 нового издания.

В 1984-87г.г. тематическим отрядом Воркутинской ГРЭ под руководством Б.Я. Дембовского проводились специализированные исследования ордовикских отложений в бассейне р. Кожим и р. Косью. На площади, относящейся к территории листа, изучены пограничные слои нижнего и среднего ордовика, уточнена литологическая и возрастная граница между саледской и кожимской свитами. На основании этих работ караколь-михайловский горизонт региональной шкалы для Приполярного Урала подразделен на два самостоятельных: индысейский (верхняя часть аренигского яруса) и тэлашорский (лланвирский ярус), что отражено в схемах IV Ур МСС. Указанные работы вошли в отчет по «Подготовке к составлению опорного разреза ордовика Елецкой СФЗ», заверченный в 1987г., а позднее были опубликованы [18].

В 1979-1980 г.г. Саблегорская ГПП Интинской ГРЭ ПГО «Полярноуралгеология» под общим руководством А.И. Ладыгина [99] проводит общие поиски россыпного золота в пределах Вангырского и Щугорского районов Приполярного Урала. На территории листа работы выполняли: в районе р. Косью - В.М. Швецов; в долине рек Вангыр и Войвож-Сыня - В.В. Зайков; в верхнем течении р. Бол. Паток - А.В. Дедеев. В результате поисково-маршрутных исследований, сопровождаемых горными работами, установлена россыпная золотоносность в бассейнах р. Косью и верхнего течения р. Вангыр.

В 1981-1983 г.г. в составе той же Саблегорской ГПП В.М. Швецов [135] осуществляет общие поиски россыпного золота в Косью-Кожимском междуречье с использованием горных и буровых работ. В результате проведенного бурения в пределах Индысейской депрессии выявлено, что данная субмеридиональная межгорная долина является захороненным древним врезом с глубиной более 80 м. Установлено наличие долинной непромышленной россыпи в сред-

нем течении р. Косью.

В 1979-1984 г.г. Манарагская партия Воркутинской ГРЭ того же ПГО проводит общие поиски на коренное золото в северной части Ляпинского антиклинория [90]. В пределах рассматриваемой площади работы выполнены в районе междуречья Вангыра и Косью. В результате дана оценка ряду перспективных участков, выявлена серия непромышленных золоторудных проявлений.

В период 1984-1987 г.г. в пределах площади листа проводится серия геологических исследований силами ПГО «Полярноуралгеология».

Вангырская ГСП Воркутинской ГРЭ под руководством Ю.А. Чернышева [131] выполняет ГДП-50 территории листов Q-40-119-А,Б,В,Г. На верхнерифейско-вендском уровне выделена маньинская свита, представленная двумя типами разрезов (вулканогенным и сланцевым) и лаптопайская, с детальным описанием разреза последней. Гранитные интрузии отнесены к сальнерско-маньхамбовскому комплексу венд-кембрийского возраста. Установлены и оценены: касситеритовая палеороссыпь в базальном горизонте обеизской свиты, ряд проявлений благородных серпентинитов. Дана оценка перспектив россыпной золотоносности четвертичных отложений долины р. Вангыр (с помощью проходки глубоких шурфов) и медистых песчаников на участке «Войвожский».

Опытно-методической экспедицией силами ревизионной партии по региональным работам в составе А.Т. Матреницкого, Л.И. Ефановой и др. [103] выполнены работы по составлению и подготовке к изданию структурно-формационной карты м-ба 1:200 000 Вангыро-Патокского района. На карте выделены и охарактеризованы стратифицированные и нестратифицированные формации, даны их петрографическая, петрохимическая, геохимическая характеристики, их металлогенические особенности. Выделены новые перспективные участки. Показана приуроченность большинства рудных объектов к определенным стратиграфическим уровням, перспективным на выявление стратиформного и стратифицированного оруденения свинца, цинка, золота, вольфрама. Установлена перспективность района на гидротермальное оруденение, связанное с процессами переотложения тантала, ниобия, золота, вольфрама, свинца, цинка, бора.

Поисково-геоморфологическим отрядом под руководством А.И. Баркаря [74] той же экспедиции осуществляются опытно-методические работы с целью выделения мезозойско-кайнозойских эрозионно-структурных депрессий на западном склоне Приполярного Урала. Полевыми работами в пределах площади охвачена лишь долина р. Бол. Паток. В ходе опытно-методических работ были выделены и проанализированы мезозойско-кайнозойские эрозионно-структурные депрессии и аргументировано мнение в пользу морского либо озерно-аллювиального генезиса выполняющих их осадков. Определено, что наиболее благоприятные

условия для образования россыпей создаются при пересечении субмеридиональных эрозионно-структурных депрессий эрозионными депрессиями более позднего заложения. Перспективы территории листа на россыпное золото оценены как низкие.

В 1984-1989 г.г. Саблегорская ГПП Интинской ГРЭ под руководством А.П. Ермоленко [89] проводит детальные поиски россыпного золота в пределах верхнего течения р. Косью. Буровыми работами установлено, что субширотная межгорная долина верховьев р. Косью и нижнего течения р. Манараги является погребенным палеоврезом с глубиной залегания коренных пород до 50-60 м и более. Долины верховьев р. Косью и р. Манарага в пределах изученных отрезков признаны неперспективными с точки зрения россыпной золотоносности.

В 1986-1989 г.г. тематический отряд В.С. Озерова [110], структурно входящий в состав Малдинской ГСП Воркутинской ГРЭ, проводит тематические работы по изучению закономерностей размещения доордовикских кор выветривания на Приполярном Урале как потенциальных источников благородных металлов. Авторы указывают на латеритный характер кембрийских кор выветривания и на наличие аллитов и бокситов. В ходе этих работ предлагается выделение алькесвожской толщи верхнекембрийского-нижнеордовикского возраста, изучена ее металлоносность. Приводятся закономерности размещения нижнепалеозойских ископаемых россыпей золота. В пределах территории листа работами был охвачен лишь небольшой район среднего течения р. Вангыр, описаны кембрийские коры выветривания на ее правобережье и образования алькесвожской толщи на левобережье. Вслед за Вангырской ГСП даются перспективы территории на палеороссыпи касситерита.

В 1987-1994 г.г. Ревизионная партия по региональным работам Опытной-методической экспедиции ПГО «Полярноуралгеология» под руководством М.Я. Попова [118] проводит опытно-методические работы по совершенствованию методики поисков стратиформных месторождений золота, вольфрама и полиметаллов на Приполярном Урале. Результатом работ явилось открытие на территории листа стратиформного марганцевого оруденения предположительно вулканогенно-осадочного геолого-промышленного типа. Рудовмещающие отложения отнесены условно к верхам пуйвинской свиты. Вангыро-Патокская площадь сопоставляется с рудным районом. Промышленные перспективы площади оцениваются как неоднозначные.

В 1989-1991 г.г. Патокской ГСП Воркутинской ГРЭ под руководством В.Н. Иванова [91] осуществляются поиски марганцевых руд на участке «Надеждинский» (левобережье р. Надежд, правого притока р. Бол. Паток). В ходе работ выявлена приуроченность марганцевого оруденения к пачке пестроцветных метаалевролитов и яшмоидов низов саблегорской свиты. Данный уровень прослежен поисковыми маршрутами и вскрыт канавами. Изучен минеральный состав руд. Оруденение отнесено к вулканогенно-терригенной формации. Установлено, что в резуль-

тате контактового метаморфизма, связанного с внедрением гранитов в первично обогащенных марганцем породах широкое развитие получил спессартин. Отмечается образование гондитов. Произведен подсчет прогнозных ресурсов марганцевых руд по категории P_2 , сделан вывод о непромышленном масштабе оруденения в пределах участка.

В 1990-1991 г.г. Н.А. Кузенков [98] в составе Патокской ГСП Воркутинской ГРЭ выполняет тематические работы по прогнозной оценке молибденового и вольфрамового оруденения Приполярного Урала. В результате проведенных работ уточнена формационная принадлежность гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, установлены генетическая связь редкометального оруденения с последним, принадлежность молибден-вольфрамовых руд изученных проявлений к штокверковому, штокверко-скарновому промышленному и грейзеново-гидротермальному генетическому типам. Осуществлен прогноз на вольфрам и молибден с выделением перспективных площадей, металлогенических зон, рудных районов, рудных полей, в том числе в пределах листа Q-40-120-А,Б,В,Г (юго-восточная часть данной территории).

2. СТРАТИГРАФИЯ

Геологическое строение рассматриваемой территории обусловлено наличием трех структурных этажей.

Нижний структурный этаж – байкалиды – сложен породами раннерифейско(?)-позднекембрийского возраста. Все его образования относятся к Ляпинской структурно-формационной зоне (СФЗ) Центральноуральской структурно-формационной мегазоны (СФМЗ). На территории листа в пределах вышеназванной зоны выделяются Хобеизская подзона и Патокско-Саблегорский район в составе последней. Патокско-Саблегорский район соответствует площади развития рифтовых долин байкальского рифтогенеза и характеризуется накоплением в его пределах существенно вулканогенных образований. Хобеизская подзона охватывает нижнерифейско-кембрийский терригенный комплекс образований активизированной платформы.

Средний структурный этаж объединяет верхнекембрийско-пермские осадки. Все его образования на территории листа (кроме пермских) относятся к Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ Западноуральской СФМЗ, соответствующей области перикратонного опускания Восточно-Европейской платформы с накоплением в позднем кембрии – раннем ордовике терригенных рифтогенных образований.

Пермские отложения относятся к Косью-Роговской подзоне Предуральской СФЗ и представлены нижней морской молассой.

Структурно-фациальное районирование отложений мезозойско-кайнозойского чехла подчиняется современному гипсометрическому плану. Часть территории (северо-западная) ниже аб-

солотной отметки 200 м относится к Предуральской СФЗ и является частью Косью-Роговской депрессии. Остальная территория – предгорье и горная страна – относятся к Уральской СФЗ: к ее западной подзоне (западный склон Урала) и к восточной подзоне (восточный склон Урала). Отложение мезокайнозойского возраста слагают молассоидный чехол возрожденного Уральского орогена.

Верхний протерозой-нижний кембрий

Нижний рифей(?)

Щокуринская свита (RF₁?šk) выделяется [17] в самой крайней юго-восточной части площади листа, в бассейнах рр. Манья-Няргаю. Нижняя граница свиты на территории листа отсутствует, а за пределами площади проводится по кровле пачки светло-серых кварцитопесчаников маньхобеинской (?) свиты. Отложения свиты представлены в нижней части разреза хлорит-слюдяно-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями слюдяных аркозовых кварцитовидных песчаников; в верхней – карбонатными сланцами с прослоями и линзами мраморов. Северо-восточнее, за пределами площади листа, в районе р. Маньхобею в нижней части разреза присутствуют метаэффузивы основного состава. Верхняя граница проводится по смене карбонатных сланцев с прослоями мраморов серыми и зеленовато-серыми хлорит-серицит-кварцевыми сланцами пуйвинской свиты. Хлорит-слюдяно-альбит-кварцевые сланцы имеют зеленовато-серую окраску, полосчатую текстуру и лепидогранобластовую структуру. Состоят из переменного количества зерен альбита и кварца размером 0,1-0,3 мм – 75-80%, биотита и мусковита (серицита) – 10-15%, эпидота – 5% и хлорита, нередко замещающего биотит. В карбонатных разностях содержание кальцита достигает 25-30%. Слюдяные аркозовые кварцитовидные песчаники – серые и розовато-серые, мелкозернистые, массивные с гранобластовой, лепидогранобластовой, бластопсаммитовой структурами породы. В их составе отмечаются кварц – 45-65%, микроклин и альбит – до 55%, слюды (биотит, мусковит) – 3-5%, иногда хлорит – до 5%, реже эпидот – до 2%. Мраморы характеризуются гетеробластовой структурой, полосчатой текстурой и почти однородным составом (90-95% кальцита); в слюдяных разностях количество слюд (биотита и мусковита) достигает 20-25%. В песчаных разностях присутствует до 15-20% кварца и полевых шпатов (альбита и микроклина).

Полный разрез щокуринской свиты мощностью 719 м вскрывается по левому притоку р. Няргаю, в 2 км южнее рамки листа, за площадью работ [129]. Для карбонатной части разреза щокуринской свиты характерно повышенное содержание бария [66].

Породы свиты, по данным сопредельной площади, характеризуются магнитной восприим-

чивостью со средними значениями около $122 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и средней плотностью около $2,7 \text{ г/см}^3$.

Уровень метаморфизма пород щокурьинской свиты соответствует зеленосланцевой фации.

Возраст свиты принимается условно раннерифейским на основании проблематичных находок трубчатых водорослей (впоследствии более не подтвержденных) на сопредельной к востоку территории (сборы В.С. Шальных, 1967 г., определения А.Г. Вологодина) [2], а также по ее залеганию под фаунистически охарактеризованными среднерифейскими отложениями пуйвинской свиты. Мощность отложений щокурьинской свиты на территории листа составляет около 500 м.

Средний рифей

Пуйвинская свита (RF_{2pv}) развита в южной части территории листа в пределах Вангырской антиклинали, осложненной серией тектонических нарушений, и в юго-восточном углу площади на западном фланге Хобеизской брахиантиклинали. В пределах Вангырской антиформы представлена верхняя часть разреза свиты, в юго-восточном углу – нижняя. В целом разрез пуйвинской свиты сложен серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми сланцами слюдисто-кварцевого, слюдисто-хлорит-(альбит)-кварцевого, хлорит-(альбит)-серицит-кварцевого состава. Породы неотчетливо полосчатые, иногда пльчатые, с содержанием кварца до 70%, слюд – биотита и мусковита (серицита) – 20-30%, хлорита – 5-30%, альбита – 3-5%. В темно-серых сланцах присутствует тонкораспыленный графит. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом, турмалином, цирконом и гематитом. В верхней части разреза среди сланцев отмечаются редкие линзы кварцитов и кремнистых доломитов. Кварциты связаны со сланцами постепенными переходами. В верховьях р.р. Манья, Б. Паток присутствуют амфиболсодержащие (актинолитовые) сланцы, которые рассматривались некоторыми исследователями как метаэффузивы основного состава и относились к нижней части разреза пуйвинской свиты [112]. Авторами они интерпретируются как метаморфизованные тела долеритов и габбродолеритов. Почти вся площадь выходов пуйвинской свиты находится в пределах надынрузивных зон Вангырского, Неройско-Патокского, Няртинского гранитных и Парнукского габброидного массивов, что обусловило широкое развитие процессов ороговикования. Частично ороговикованные породы вблизи Вангырского гранитного массива относились ранее [112] к хобеинской свите. В западном экзоконтакте Парнукского массива отмечается андалузит и ставролит; к зоне влияния Западного Народнинского разлома тяготеет хлоритоид [88, 112]. Мощность пуйвинской свиты из-за интенсивной складчатости и однообразности разреза определить весьма сложно, и она ориентировочно оценивается в 1000 м.

Породы свиты, в основном, немагнитны – магнитная восприимчивость сланцев составляет $0-40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, при среднем значении $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Магнитное поле относительно спокой-

ное, интенсивностью 100-200 нТл. Гравитационное поле слабоотрицательное (0-2 мГал.), осложненное слабopоложительными аномалиями за счет присутствия глубинных более высокоплотных объектов. Плотность сланцев меняется в пределах 2,61-2,85 г/см³, при среднем значении 2,72 г/см³. Среднерифейский возраст пуйвинской свиты установлен по определениям на примыкающей с востока территории листа Q-41-XXV среднерифейского комплекса микрофоссилий [83] и находок строматолитов среднерифейского возраста [2].

Верхний рифей

Хобеинская свита (RF₃hb) развита в юго-западной части территории листа, где слагает ядра ряда антиклинальных структур: Водораздельной, Светлинской, Паток-Войвожской и других. Нижняя граница свиты описана [112] в районе руч. Быстрого – правого притока р. Манья (верхнее течение) в подошве пачки контрастно-полосчатых кварц-серицитовых сланцев с прослоями кварцитопесчаников, залегающей на серых слюдяно-кварцевых сланцах пуйвинской свиты. Наиболее представительный разрез свиты наблюдается [131] по безымянному левому притоку р. Б. Паток, хотя интенсивная складчатость не позволяет однозначно судить о её мощности.

Хобеинская свита представлена переслаиванием кварцитов, кварцитопесчаников, кварцевых алевролитов и контрастно-полосчатых кварц-серицитовых алевросланцев. Кровлю свиты составляет пачка светло-серых кварцитов мощностью до 200 м. В приподошвенной части свиты отмечаются маломощные (от первых метров до первых десятков метров) тела доломитов с фациальными переходами как по латерали, так и по вертикали: доломит – запесоченный доломит – известковистый кварцитопесчаник – кварцит. Тонкая (сезонная?) горизонтальная слоистость, отсутствие органических остатков, повышенные содержания стронция и бария в доломитах позволяют интерпретировать их как эвапоритовые образования. Данный карбонатный уровень характерен также для разрезов хобеинской свиты других районов. Он играет роль реперного геохимического указателя палеофациальных условий осадконакопления.

Верхняя граница хобеинской свиты имеет различный характер. В большинстве случаев (руч. Аэродромный, верховья р. Войвож-Сыня) наблюдается резкая смена кварцитов кровли хобеинской свиты полосчатыми зелеными сланцами мороинской свиты с линзами доломитов (мраморов), либо непосредственно мраморами (верховья руч. Светлого). На левобережье р. Б. Паток и в среднем течении руч. Светлого кварциты хобеинской свиты резко сменяются темно-серыми углеродистыми сланцами мороинской свиты, а в районе правобережья руч. Безымянного и руч. Лиственничного (правые притоки р. Б. Паток) наблюдается смена кварцитов хобеинской свиты темно-серыми углеродистыми сланцами с прослоями кварцитов мороинской свиты (постепенный переход). Кварциты₂ характеризующиеся среднезернистой или микрозернистой (микрогра-

нобластовой) структурами, состоят из мозаичного агрегата зерен кварца (0,03-0,5 мм) и незначительного количества чешуек серицита, реже хлорита, биотита, альбита и микроклина. В микрокварцитах отмечаются тонкие (мощностью 0,05-3 мм) прослойки кварц-серицитового состава, обуславливающие наличие параллельно-слоистых текстур. Типоморфным аксессуарным минералом для кварцитов хобеинской свиты является малиновый циркон. Кварцитопесчаники отличаются от кварцитов бластопсаммитовыми структурами и наличием цемента различных типов: обрастания, регенерационного, смешанного контактово-базального коррозионного кварцевого, серицит-кварцевого и гидрослюдисто-кварцевого составов. Для алевролитов и алевросланцев характерен гидрослюдисто-кварцевый состав, микрогранобластовая и бластоалевритовая структуры, а также тончайшие прослойки, насыщенные пылевидным углистым веществом. Доломиты представлены, в основном, алевритистыми разностями, содержащими примесь кварца.

Магнитное поле, соответствующее площади развития хобеинской свиты, в целом, слабоотрицательное (от 0 до -50 нТл), осложненное положительными аномалиями до 200 нТл. над зонами, обогащенным магнетитом, и до 400 нТл. – над телами долеритов малопатокского гипабиссального комплекса, как обнаженных, так и удаленных на 800-1000 м от дневной поверхности (данные количественной интерпретации). Магнитная восприимчивость изменяется в пределах $0-5 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, при среднем значении $1,34 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, достигая максимума – $72,5 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ – в кварцитопесчаниках с магнетитом. Свите отвечает знакопеременное, от слабоположительного до слабоотрицательного (0 ± 2 мГл.), поле силы тяжести. Плотностные характеристики варьируют в пределах $2,61-2,71$ г/см³, в среднем составляя $2,65$ г/см³.

Позднерифейский возраст хобеинской свиты определяется по залеганию ее между фаунистически охарактеризованными пуйвинской свитой среднего рифея и мороинской свитой позднеерифейского возраста. Мощность хобеинской свиты составляет около 1000 м.

Мороинская свита (RF_{3mr}) широко развита на всей территории выхода доуралид, за исключением крайней западной части. В строении разреза свиты наблюдаются следующие закономерности. В районе р. Манарага нижняя карбонатно-сланцевая часть разреза мороинской свиты сложена зеленовато-серыми алевро- и филлитовидными хлорит-слюдяно-кварцевыми сланцами, в подчиненном количестве алевролитами с многочисленными линзами светлых мраморов и доломитов, постепенно сменяющимися вверх по разрезу темно-серыми слюдяно-кварцевыми сланцами, алевросланцами, алевролитами. В южном направлении многочисленные маломощные тела карбонатов, насыщающие нижнюю часть разреза, сменяются единичными крупными линзами мраморов и доломитов до нескольких сот метров мощности, содержащими биогермы строматолитов (руч. Аэродромный, Мраморный, верховья руч. Светлого). На отдельных участ-

ках (в верховьях руч. Светлого) доломиты представляют собой седиментационную брекчию, содержащую обломки строматолитовых построек, которые цементируются тем же карбонатным материалом. В районе реки Б. Паток, в нижней части разреза мороинской свиты наблюдается чередование серо-зеленых и темно-серых сланцев, алевросланцев и переслаивание светлых и темно-серых мраморов (доломитов). На крайнем юге территории листа (левобережные притоки р. Б. Паток) нижняя часть разреза мороинской свиты сложена более глубоководным комплексом пород – черными углистыми сланцами, алевросланцами, алевролитами с линзами черных углистых доломитов. Наиболее полные разрезы мороинской свиты находятся на притоках р. Манарага (отсутствует подошва разреза свиты) и безымянном левом притоке реки Б. Паток [131] (обнажена нижняя часть разреза). Верхняя граница мороинской свиты проводится по подошве либо залегающих с размывом пестроцветных сланцев с линзами конгломератов арьяншорской толщи, либо – вулканитов саблегорской свиты.

Алевролиты, алевросланцы характеризуются бластоалевролитовыми структурами в сочетании со сланцеватой (слоистой) текстурой. Последняя подчеркивается наличием тонких прослоев гидрослюдистого или кремнистого состава, или послойным распределением углистого вещества. Кластический материал представлен кварцем (зерна со следами конформации), кварцитами, полевым шпатом; цемент поровый. Для группы карбонатных образований в целом (доломиты, известковистые доломиты, мраморы) отмечаются тонко-крупнозернистые структуры, массивные и сланцеватые текстуры. В рифогенных серых и светло-серых доломитах наблюдаются концентрически-зональные строматолитовые тела размером от первых см до 10 см в поперечнике, а в брекчиевидных, инкрустационных, скрытозернистых разностях содержатся оолитовые скопления (онколиты) размером до 2 – 5 мм. Углисто-кремнистые сланцы представляют собой агрегат криптозернистого кварца и пелитоморфного углистого вещества, неравномерно обогащающего отдельные прослои и фиксирующего слоистость. В той или иной мере присутствуют гидрослюды, чешуйки которых также ориентированы субпараллельно слоистости. Структуры пород бластопелитовые, реже фитопелитовые.

Магнитное поле над отложениями свиты, в основном, пониженное, слабо дифференцированное, интенсивностью 50-200 нТл. Отдельные локальные магнитные аномалии (до +400 нТл) отвечают телам долеритов малопатокского гипабиссального комплекса, обнаженным или предполагаемым на глубине 800-1000 м, по данным количественной интерпретации. Магнитная восприимчивость пород мороинской свиты изменяется в пределах $(11-39) \times 10^{-5}$ ед. СИ, среднее значение 23×10^{-5} ед. СИ. Поле силы тяжести, соответствующее площади распространения свиты, в целом, слабоотрицательное (0...-2 мГал.). Локальные его неоднородности (до +6 мГал.) обусловлены наличием в фундаменте невоскрытых тел основного состава, в частности, габброи-

дов парнукского и долеритов малопатокского комплексов. Плотности пород меняются от 2,64 до 2,80г/см³, при среднем значении 2,75г/см³.

Возраст свиты принят на основании находок в линзах карбонатов нижней части разреза микрофитоцитов и строматолитов. На руч. Рудном [112] в мраморизованных известняках обнаружены микрофитоциты *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.) – укский уровень. В верховьях р. Надежд [113] в доломитизированных известняках З.А. Журавлевой определен каратауский комплекс микрофитоцитов: *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Ambigolamellata pulla* Z. Zhur., *Volvatella crassa* Z. Zhur. На руч. Аэродромном – левом притоке р. Вангыр [119], в доломитах обнаружены микрофитоциты: *Osagia milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *O. maculata* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., строматолиты *Poludia* aff. *polymorpha* Raab. – миньярский уровень. На левобережье р. Войвож-Сыня (крайний запад территории листа) В.Н. Пучковым [119] в линзах доломитов установлены: микрофитоциты *Radiosus polaris* Zabr., *R. pinctatus* Nar., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Volvatella* sp., *Asterosphaeroides* aff. *ruminatus* Zabr., *Osagia svalbardica* Milst., *O. aff. maculata* Zabr., строматолиты *Poludia russa* Raab. В этих же линзах доломитов позже [131] выявлены микрофитоциты *Osagia grandis* Z. Zhur. и строматолиты миньярского облика (определения Ф.Я. Власова). Мощность мороинской свиты составляет 1500-2000 м.

Верхний рифей-нижний венд

Саблегорская свита (RF₃-V_{1sb}) сложена вулканогенным комплексом пород кислого и основного состава. В пределах листа вулканогенные образования саблегорской свиты обнажаются на крайнем севере поля развития доуралид в районе правобережья рр. Манарага, Косью, Вангыр и в юго-западном углу. На правобережье рек Манарага и Косью свита представлена в своей нижней части пачкой (мощность до 250-300 м) лав базальтов и их туфов умеренно-щелочного и нормального ряда, перекрываемой лавами порфировых и афировых риолитов, маломощными пластами их туфов также умеренно-щелочного и нормального состава. Мощность кислых эффузивов не превышает 250 м. Породы залегают с размывом на нижней карбонатно-сланцевой части разреза мороинской свиты, с линзами конгломератов в основании мощностью до 25-30 м [126]. На правобережье р. Вангыр саблегорская свита развита крайне ограниченно и представлена, в основном, кислыми эффузивами.

На юго-западе территории листа свита представлена своей верхней частью – красноцветными лавами и туфами дацитов, риолитов умеренно-щелочного и нормального ряда, характеризующимися повышенным содержанием редких земель, а также линзами яшмоидов с приуро-

ченным к ним марганцевым орудением. Эффузивы кислого состава перекрываются пестроцветным марганценосным горизонтом арьяншорской толщи.

Ниже приводится петрографическая характеристика основных разновидностей.

Базальты – массивные и миндалекаменные вишнево-серые и зеленовато-серые породы с порфиrowыми вкрапленниками пироксена и плагиоклаза. В составе основной массы, имеющей бластоофитовую структуру, отмечаются: альбитизированный плагиоклаз – 58-65%, продукты замещения темноцветного минерала (хлорит-карбонат-гематитовый агрегат) – до 35%, кварц – до 1%, лейкоксенизированный ильменит – до 3%, апатит – доли процента.

Кластолавы базальтового состава – породы вишневого и зеленовато-вишневого цвета, литокластической структуры, состоящие из обломков базальтов различной формы, погруженных в основную массу того же состава. Структура обломков и матрикса бластопорфиrowая с микролитовой основной массой.

Туфы базальтового состава – породы серой, зелено-серой и вишневой окраски с псефитовыми, псаммоалевритовыми литокластическими, литокристаллокластическими структурами. В цементирующей массе эпидот-хлорит-серицит-кварцевого состава отмечаются оскольчатые и веретенообразные обломки размером 1-50 см базальтов и вмещающих осадочных пород – кварцитов, алевролитов, а также кристаллов полевого шпата, кварца, измененного пироксена. Цемент базальтовый, реже поровый и соприкосновения.

Конгломераты – серые и вишневые породы, состоящие из несортированных средне- и хорошо окатанных обломков – 80-85%: кварцитов, кварцитопесчаников – 50-55%, кварца – 20-25%, алевролитов – 5-10%, и песчано-алевритового цемента – 15-20% кварц-хлорит-серицитового, реже – карбонатного состава.

Умеренно-щелочные риодациты, риолиты характеризуются реликтовой флюидальной, наложенной сланцеватой текстурами и порфиrowой, реже – афиrowой структурами с фельзитовой, микрофельзитовой, переходящей в лепидогранобластовую, основной массой. Породы содержат полевой шпат – 45-70%, кварц – 25-35%, иногда до 15-20% серицита. В небольших количествах присутствуют хлорит, лейкоксен, эпидот, в единичных зернах – апатит, ортит, сфен, гематит (титаноильменит). Вкрапленники, составляющие 5-7% от объема породы, представлены кварцем и альбитизированным плагиоклазом (в соотношении от 4:1 до 1:2).

Лавы дацитового состава имеют более низкое содержание кварца – 15-20% и повышенное – альбитизированного плагиоклаза – 20-55%, хлорита и серицита – 20-60%. Структуры порфиrowые, микрофельзитовые, реже – микролитовые, переходящие в лепидогранобластовые. Реликтовая флюидальная пузыристая текстура часто подчеркивается тонкопылеватым гематитом. В лавоконгломератах отмечаются витро-литокластические, литокластические псаммо-псефитовые

структуры и массивные или сланцеватые, реликтовые флюидалные текстуры. Обломки пород (38-75%) представлены риолитами и риодацитами, реже андезитами и дацитами, пемзовым материалом. Кластический материал характеризуется субпараллельной ориентировкой линзовидно-вытянутых или овальных обломков с нечеткими ограничениями, сливающихся с цементирующей лавой, имеющей тот же состав и строение.

В туфах умеренно-щелочных риодацитов и риолитов пирокластический материал – 70-85% и цемент, как правило, слабо противопоставляются. Обломочный материал обычно состоит из кластолитов – 60-95%: эффузивов кислого состава с афировой и порфировой структурами, реже ксенообломков алевролитов (туфоалевролитов), и кристаллокластов – 5-40%: кварца, плагиоклаза, иногда циркона. Базально-поровый цемент представляет собой тонкозернистый агрегат серицита с небольшим количеством альбита и кварца, а также примесью лейкоксена и сфена.

В витро-литокластических туфах дацитового состава обломки удлиненной формы, сливающиеся с цементом и имеющие неровные, неотчетливые ограничения, представлены дацитами, вулканическим стеклом, кристаллокластами кварца; при этом в литокластах эффузивов сохраняются реликтовые микролитовые структуры основной массы, а в обломках вулканического стекла – флюидалность и пузыристое строение.

Магнитное поле над образованиями саблегорской свиты дифференцировано. Кислым эффузивам и их туфам соответствуют положительные магнитные аномалии интенсивностью до 100 нТл, осложненные цепочками максимумов до 350 нТл, отвечающим наиболее магнитным разностям пород. Магнитная восприимчивость кислых вулканитов весьма неоднородна – $(4-930) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; для туфов и лав основного состава она соответствует $(7-26) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Гравитационное поле над породами нижней подсвиты достаточно однородное, большей частью слабopоложительное (2-4 мГал).

На основании данных абсолютного возраста – 642 млн. лет (U-Pb метод, по цирконам кислых эффузивов примыкающей с юга территории) [92, 33] и вендского комплекса микрофоссилий в согласно залегающей выше арьяншорской толще возраст саблегорской свиты принимается как позднерифейский-ранневендский¹. Мощность отложений свиты – 500-550 м. По данным сопредельных районов, мощность отложений саблегорской свиты достигает 1000 м.

Нижний венд

Арьяншорская толща (V_{1ar}) слагает на крайней юго-западной части планшета Седьюскую синклиналь, расположенную в пределах Саблегорского палеограбена, Арьяншорскую, Вангыро-Патокскую, а также ряд более мелких синклиналей междуречья Вангыр – Войвож-Сыня, ос-

¹ По мнению О.Н. Кондайна верхняя возрастная граница саблегорской свиты не выше позднего рифея.

ложняющих Патоквожско-Косьюнский палеовыступ² Толща сложена в нижней части разреза переслаивающимися вишневыми и зелеными сланцами, алевросланцами с мелкими линзами кремнистых образований или пепловых туфов, линзовидными телами кремневых брекчиевидных рифогенных доломитов мощностью первые метры и конгломератов. Этот пестроцветный горизонт, мощностью от 20 до 200 м, вмещает марганцевое оруденение и является маркирующим. В юго-западном углу территории листа отложения арьяншорской толщи согласно перекрывают кислые вулканы саблегорской свиты; в остальных случаях «пестроцветы» залегают с размывом на сланцах мороинской, либо на кварцитах хобеинской свиты, иногда с линзами конгломератов в основании (западный фланг Паток-Войвожской антиклинали). Вверх по разрезу пестрые сланцы сменяются серо-зелеными сланцами, алевросланцами, алевролитами, песчаниками и гравелитами.

Наиболее полный разрез толщи находится в районе левобережья р. Седью (восточное крыло Седьюской синклинали – западное крыло Паток-Войвожской антиклинали).

Сланцы, алевритистые сланцы, кварц-хлорит-альбитового, альбит-хлорит-серицит-кварцевого, серицит-кварцевого состава, характеризуются лепидогранобластовой, бластоалевропелитовой структурой и слоистой (сланцеватой) текстурой. Состав: альбит – 10-60%, микрочешуйчатый агрегат кварца – от 15-30% до 55-70%, микрочешуйчатый агрегат хлорита и гидрослюды до 50%, эпидот, карбонат, гематит – 5%; содержание последнего в вишневых разностях достигает 30%.

Алевролиты, песчаники, конгломераты характеризуются бластоалевритовыми и бластопсефитовыми структурами и сланцеватой, массивной, полосчатой, слоистой текстурами. Кластический материал составляет 50 – 95% и представлен обломками пород (кварциты, кислые эффузивы) и минералов (кварц, полевой шпат). Цемент – базальный, поровый, пленочно-поровый, сложен гранолепидобластовым хлорит-серицитовым агрегатом. По химическому и минерально-петрографическому составу песчаники относятся к вулканомиктовым полевошпатовым грауваккам.

Площади развития арьяншорской толщи соответствует знакопеременное магнитное поле интенсивностью -50...-100 до +50...+100 нТл. На крайнем западе южной половины листа, вероятно, вследствие присутствия в подстилающем разрезе высокомагнитных образований саблегорской свиты, магнитное поле над терригенным разрезом арьяншорской толщи осложнено по-

² Примечание редактора.

Постоянная приуроченность на правобережье р.Бол. Паток пестроцветных марганценосных отложений арьяншорской толщи (по авторам) к сводовым частям антиклиналей, сложенных хобеинской свитой, допускает их альтернативную трактовку, как образований верхов пуйвинской свиты, принятую М.Я. Поповым и др. [117].

ложительной аномалией интенсивностью до 250 нТл с цепочкой максимумов до 400 нТл. Магнитная восприимчивость пород в среднем составляет $(3-49) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В поле силы тяжести разрезу толщи отвечает знакопеременное поле интенсивностью $-2 \dots +4$ мГал. Плотность пород колеблется в пределах $2,61-2,80$ г/см³.

В пределах Вангыро-Патокской синклинали (на руч. Безымянном) и в междуречье Вангыр – Войвож Сыня, а также на крайнем юго-западе площади, наблюдается залегание на сланцах арьяншорской толщи молассовых образований лаптопайской свиты. Нижняя граница последней проводится по смене серо-зеленых или пестроцветных алевросланцев, алевролитов черными углистыми сланцами, содержащими рассеянную гальку и прослой конгломератов. Возраст свиты – ранний венд, устанавливается на основании вендского комплекса микрофоссилий (данные авторов), определенных Л.Н. Ильченко из пестроцветных сланцев верховьев р. Надежд, а также прилегающей с юга территории [92], с руководящими формами: *Spumosina rubiginosa* (Andr.) emend. Jank. et Medved., *Bavlinella faveolata* Schep., *Podolina minuta* Herm. emend. Vidal., *Botuobia wernadskii* (Schep.). *Baltisphaeridium (Sciagia) perrarum* Jank., *Leiosphaeridia atava* (Naum.) Jank., *L. laminarita* (Tim.) Jank., и согласного залегания на кислых эффузивах саблегорской свиты, датируемых верхним рифеем–нижним вендом. Мощность отложений арьяншорской толщи до 900-1000 м.

Верхний венд – нижний кембрий

Лаптопайская свита (V_2-C_1/p) отвечает образованиям орогенной молассы, состав которой – терригенный или терригенно-вулканогенный, определялся ее положением относительно Саблегорского палеорифта и межрифтового палеоблока.

Терригенно-вулканогенная моласса тяготеет к борту рифтовой палеодолины и отмечается, в основном, лишь на крайнем юго-западе листа. Фрагменты ее локально развиты на правобережье р. Вангыр в районе северного склона Патоквожско-Косьюнского палеовыступа, где трансгрессивно перекрываются грубообломочными отложениями нижнего ордовика. Терригенно-вулканогенный разрез лаптопайской свиты сложен потоками лав, кластолав андезибазальтового состава нормального и умеренно-щелочного рядов с признаками подводного излияния (подушечная отдельность), с прослоями туфов и пирокласто-осадочных образований – туфопесчаников и туфоконгломератов, переслаивающихся с чисто терригенными осадками – песчаниками, полимиктовыми гравелитами, конгломератами. Обломочный материал туфоконгломератов представлен галькой кварцитов, кварца, эффузивов основного состава, песчаников, стальносерыми серицит-кварцевыми сланцами. Цемент вулканомиктовый, бластоалевропсаммитовый. Мощность терригенно-вулканогенных образований достигает 450 м.

Терригенная моласса приурочена к грабенообразному межгорному прогибу Патоквожско-Косьюнского палеовыступа. Стратотипический разрез терригенных фаций лаптопайской свиты описан на руч. Безымянном, в ядерной части Вангыро-Патокская синклинали [42]. Отложения свиты залегают с размывом в южной части структуры на карбонатно-сланцевой толще мороинской свиты, в северной – на пестроцветных сланцах арьяншорской толщи. Нижняя часть разреза свиты представлена флишоидной пачкой стально-серых углистых алевросланцев с редкой рассеянной кварцевой галькой и единичными прослоями мощностью до первых метров песчаников и тиллитоподобных конгломератов, сложенных мелкой округлой галькой кварцитов. Отмечается ритмичное строение осадков: кварцевый песчаник (с небольшой примесью кварцевого гравия) – алевролит – алевросланец, а также градационно слоистые турбидитные образования. Мощность нижней части разреза около 600 м.

Средняя часть разреза начинается горизонтом олистостромов – обвальных брекчий, представленных линзами и пластами мощностью до 20 м полимиктовых конгломератов, насыщенных обломками и глыбами размером до 1,0-0,3 м темно-серых известняков (доломитов), реже – кварцевых песчаников и алевросланцев. Образование олистостромов характеризует начало резкого поднятия, сопровождавшегося формированием грубообломочной части разреза. Мощность олистостромового горизонта (серия сближенных пластов) достигает 100-120 метров. Выше залегает пачка, представленная хаотичным скоплением пластов и линз грубозернистых полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов. На западном крыле Вангыро-Патокской синклинали в отдельных фрагментах наблюдается ритмичное строение. В основании ритмов залегают ноздреватые полимиктовые конгломераты с галькой и обломками темно-серых известняков (доломитов), а в кровле – песчанистые сланцы. Каждый вышележащий ритм является более мелкозернистым по сравнению с предыдущим. Плохо сортированная галька конгломератов и гравелитов представлена кварцитами и кварцитовидными песчаниками, кварцем, доломитами, сланцами, основными эффузивами, гранитоидами. Мощность средней части разреза (вместе с олистостромовым горизонтом) около 200-220 метров.

Верхняя часть разреза представлена ритмичным чередованием плохо сортированных граувакковых песчаников, алевролитов и алевросланцев. Нижними элементами ритмов, как правило, являются песчаники с редкими линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность этой части разреза около 240 м.

Общая мощность разреза лаптопайской свиты в Вангыро-Патокской синклинали составляет около 1000 м.

Полимиктовые конгломераты и гравелиты характеризуются псаммопсефитовой, реже псефитовой структурами. Кластический материал (93%) представлен полуокатанными облом-

ками различных пород; цемент поровый, коррозионный, состоящий из различных количественных комбинаций гидрослюдистой, карбонатной и кварцевой компонент. В разнозернистых полимиктовых песчаниках, алевролитах состав кластической части аналогичен таковой в более грубообломочных породах. Цемент чаще всего базальный гидрослюдистый. Кварцевые, полевошпат-кварцевые песчаники отличаются достаточно хорошей сортировкой обломочного материала. Алевросланцы обычно имеют слоистую (сланцеватую) текстуру и бластопелитовую, бластоалевропелитовую структуру со значительной примесью зерен кварца алевроитовой размерности. Отмечаются гидрослюдисто-кварцевые, известковистые и углистые разности с полойно распределенным пелитоморфным углистым веществом.

Полям развития лаптопайской свиты соответствует знакопеременное магнитное поле интенсивностью $-100...+100$ нТл. Магнитная восприимчивость основных эффузивов и их туфов меняется в пределах $(422-614) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, терригенных разностей – $(12,3-31) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Гравитационное поле над лаптопайской свитой также знакопеременное $-2...+4$ мГал. Плотность основных эффузивов и их туфов составляет $2,62-2,69$ г/см³, терригенных пород – $2,62-2,94$ г/см³.

Поздневендский-раннекембрийский возраст лаптопайской свиты принят условно на основании ее залегания на ранневендских отложениях арьяншорской толщи и перекрытия ее базальными конгломератами пород нижнеордовикской обеизской свиты, а также на основании кембрийского комплекса микрофоссилий, определенных на примыкающей с юго-запада площади. Мощность лаптопайской свиты достигает 1000 м.

Кембрийская система

Средний-верхний отделы

Средне-верхнекембрийские коры выветривания присутствуют в виде останцовых фрагментов на межформационной границе уралиды – доуралиды в районе правобережья р. Вангыр и верховьев правых притоков рек Манарага, Косью. Впервые коры выветривания были выявлены Г.А. Черновым в 1945 г. [133] в районе верховьев правых притоков р. Вангыр. При дальнейшем их изучении [110] было установлено, что коры, залегающие на основных эффузивах лаптопайской свиты, представлены темно-серыми, розовато-серыми и темно-коричневыми гематитсодержащими сланцами хлорит-серицитового состава с пиррофиллитом и, возможно, парагонитом. Мощность данных образований не превышает 5 м, протяженность выходов до 200 м. Снизу вверх по разрезу метаморфизованной коры содержание глинозема возрастает от 17 до 40,9%. Реконструируя палеофиль верхнекембрийской коры, можно условно говорить о следующем разрезе снизу вверх: гидрослюдистая зона – 4 м; каолинитовая – 1 м; гиббсит-каолинитовая – 0,1 м. Непосредственно под конгломератами обеизской свиты наблюдается зона метасоматиче-

ски измененных апокоровых пород мощностью 0,2 м. В среднем течении руч. Олений, правого притока р. Манарага, позднекембрийские коры выветривания установлены [77] в виде мало-мощных (до 2-5 м) линз кварц-пирофиллитовых сланцев, залегающих на кислых эффузивах нижней подсветы саблегорской свиты.

Средне-позднекембрийский возраст метаморфизованной коры выветривания принят на основании залегания ее на образованиях лаптопайской молассы позднего венда и под терригенным комплексом пород алькесвожской и обеизской свит верхнего кембрия-нижнего ордовика.

Комплекс пород от верхнего кембрия до карбона включительно (за исключением верхнекембрийских кор выветривания), принимающий участие в геологическом строении территории листа Q-40-XXX, относится к Косью-Уньинскому району Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, входящей в состав Западноуральской СФМЗ. В основании разреза с размывом и угловым несогласием залегают верхнекембрийские-нижнеордовикские рифтогенные отложения базальных горизонтов уралид, представленные терригенными осадками всего гранулометрического спектра. Рифтогенные отложения перекрыты мощной толщей преимущественно карбонатных осадков шельфовой зоны, охватывающих возрастную интервал от среднего ордовика до каменноугольной системы включительно. Венчает разрез пермская моласса, отложения которой приурочены к северной части сформированного на месте карбонатного шельфа Предуральского краевого прогиба, отвечающего единой Предуральской СФМЗ. В современном структурном плане они относятся к восточному борту центриклинального замыкания Косью-Роговской впадины одноименной подзоны Северо-Предуральской СФЗ.

Палеозойские образования по степени распространения можно разделить на три части. К первой относятся позднекембрийские коры выветривания, представленные на современном эрозионном срезе незначительно. Наибольшую площадь занимают рифтогенные отложения, охватывающие часть верхнего кембрия - нижний ордовик, развитые на северо-востоке и в центре листа. Они достаточно хорошо обнажены по всей площади и детально изучены в процессе геологосъемочных, поисковых и тематических работ. Отложения шельфовой зоны и перекрывающая их пермская моласса картируются в северо-западной части листа, где вскрыты в береговых обрывах р.Косью и по ее притокам, а также на р. Тырбалью и хр. Гылыча-Чугра. Границы стратиграфических подразделений в необнаженной части района проведены на основании дешифрирования АФС.

Верхний отдел кембрийской системы – нижний отдел ордовикской системы

Алкесвожская свита (C_3-O_{1al}). Ранее включалась в состав обеизской свиты. Выделена в самостоятельное подразделение вследствие особенностей состава и характерного облика. Это

толща полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, в цементирующей массе которых отмечаются продукты перемыва средне-позднекембрийских кор выветривания: пирофиллит, парагонит, диаспор, фуксит [20, 77, 110]. В подчиненном количестве присутствуют прослои апоалевритовых и апоглинистых сланцев с высокими содержаниями глинозема. Непосредственный контакт алькесвожской толщи с подстилающими эффузивами наблюдается в каре оз. Грубепендиты восточнее территории листа. Контакт неровный, с карманами размыва глубиной до 1 м.; на контакте наблюдаются фрагменты древней коры выветривания. На описываемой площади свита обнажается узкой прерывистой полосой в верховьях р. Капкан-Вож и на северо-восточном склоне г. Манарага, где сложена щебенкой пестрых желтоватых и зеленоватых высокоглиноземистых сланцев, покрывающих выровненные участки склона, и во немасштабных выходах на левобережье р. Вангыр [110] в виде конглобрекций и мелкогалечных «мусорных» конгломератов.

Мощность свиты колеблется от 0 до 100 м, достигая наибольших значений на соседней с востока территории.

Магнитная восприимчивость терригенных пород крайне изменчива и колеблется в пределах $(4-30000) \times 10^{-5}$ ед.СИ, в среднем составляя 1340×10^{-5} ед.СИ. Плотность 2,6-3,02 г/см³; среднее значение- 2,77 г/см³.

Возраст свиты условно принимается верхнекембрийско-нижнеордовикским на основании присутствия в ее составе переотложенных продуктов кор выветривания, предположительно средне-верхнекембрийских, и залегания под нижнеордовикскими осадками обеизской свиты.

Ордовикская система

Нижний отдел

Нижнеордовикские отложения состоят из четырёх крупных трансгрессивных ритмоциклов. На Приполярно Урале нижние три выделяются в обеизскую свиту, четвертый – в саледскую.

Обеизская свита (O_{1ob}). Отложения свиты занимают около 30% территории листа, слагая водораздел рек Лимбекою - Нидысей и хр. Курсамбай, широко распространены в верховьях рек Вангыр, Харота, Ягиней. Изолированные участки отложений свиты следятся также на юго-востоке листа в бассейне р. Парнук. Свита с размывом и угловым несогласием залегает на образованиях верхнего протерозоя-раннего кембрия. Сложена красноцветными терригенными породами всего гранулометрического спектра. Верхняя граница проводится в основании четвертого ритмо-цикла и на большей части территории совпадает со сменой окраски пород: красноцветной на зеленоцветную.

Непрерывные разрезы всей свиты на площади отсутствуют, но по отдельным фрагментам

устанавливается, что она состоит из трех некартируемых на территории листа трансгрессивных ритмоциклов, которые рассматриваются в ранге подсвит.

Нижняя подсвита имеет незначительное площадное распространение. Наиболее полные разрезы находятся на хребтах Лапапай и Курсамбай. Цвет пород - светло-серый, серый с зеленоватым или розоватым оттенком, сиреневато-серый. В нижней части широко развита псефитовая ритмо-гамма, достигающая мощности 200 м [131]. Обломочный материал представлен галькой и гравием кварца и розовато-серых кварцитов. Выше разрез представлен разнотерной песчаной ритмо-гаммой. Песчаники кварцевые, кварцитовидные, олигомиктово-кварцевые. Мощность подсвиты 400 -500 м.

Средняя подсвита хорошо обнажена по всей площади развития свиты, лучшие ее разрезы находятся в верховьях р. Нидысей. В основании также содержит псефитовую ритмо-гамму (гравелиты, гравелитистые песчаники), но мощность ее незначительна, основная часть разреза сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами вишневого цвета, состав которых варьирует от кварцевого до полимиктового. В верхах появляются прослои малиновых филлитов. Мощность подсвиты 350-400 м.

Верхняя подсвита имеет широкое площадное распространение, образуя протяженные разрезы. Наиболее представительный из них обнажается на западном склоне г. Сундук. Разрез подсвиты характеризуется светло-серым, розовато-серым цветом пород и существенно кварцевым их составом. В нижней части присутствует красноцветная псефитовая ритмо-гамма мощностью 70 м с галькой и гравием кварца и кварцитов; выше залегают преимущественно кварцевые песчаники, в верхах появляются прослои гематитовых сланцев. Мощность подсвиты до 110 м.

Для всего разреза свиты характерна косая слоистость различных генетических типов, среди которых можно выделить слоистость дельт, кос, баров, дюн, пересыпей. Часто в основании косых серий наблюдаются окатанные обломки подстилающих пород, указывающие на наличие локальных перерывов в осадконакоплении. Диагональная и перекрестная слоистости характерны для грубозернистых псаммитовых разностей и псефитов; пологоволнистая, линзовидная, горизонтальная – для мелкозернистых и алевролитовых разностей.

Конгломераты, наиболее характерные для нижней подсвиты, представлены зеленовато-серыми, серыми, розоватыми или фиолетово-серыми массивными разностями с хорошо окатанными и полуокатанными гальками, сгруженность которых достигает 50-90%. Состав галек на 90-99% определяют жильный кварц и, реже, кварциты, встречаются обломки филлитовидных и кварц-хлоритовых сланцев. Цемент базальный серицит-кварцевый или гематит-серицит-кварцевый песчано-гравийной размерности,

Гравелиты обеизской свиты в основном кварцевые, реже олигомиктовые кварцевые. Гравий

составляет 75-90% объема породы и на 70-90% представлен кварцем. Полевых шпатов содержится 5-20%, горных пород – до 5-10%. Последние представлены микрокварцитами, слюдисто-кварцевыми породами, гранитами и вулканитами кислого состава. Окатанность материала средняя, сортировка плохая. Цемент бластоалевропсаммитовый базально-поровый, в ассоциации с регенерационным слюдисто-кварцевым, с переменным количеством рудной пыли (гематит, лейкоксен), с редкими зернами циркона, апатита, турмалина и ортита.

Песчаники по содержанию кварца в обломочной части подразделяются на кварцевые, олигомиктовые кварцевые, мезомиктовые кварцевые, полимиктовые. Кластический материал (до 85-90% от объема породы) представлен кварцем (50-80%), полевыми шпатами (5-25, реже до 40%), горными породами (5-15, редко до 45%)- микрокварцитами, обломками переменного кварц-серицит-хлоритового, слюдисто-кремнистого состава. Обломки полуокатаны, сортировка средняя и плохая. Цемент бластоалевритовый поровый, базально-поровый серицит-кварцевый, серицит-хлоритовый с тонкодисперсной примесью гематита.

Алевролиты отличаются от песчаников размером обломочных зерен и значительно худшей сортировкой. Алевритистые сланцы и сланцы переменного кварц-серицит-гематитового состава состоят из смеси крупнозернистой массы гематита (15-30, редко до 70%), серицита (30-45, до 70%), кварца (15-20, до 40%), незначительного количества (5-10%) хлорита, единичных зерен турмалина, циркона, лейкоксена, апатита.

Средняя плотность пород свиты– $2,65 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость– 6×10^{-5} ед.СИ.

Органических остатков в свите не обнаружено, и ее нижнеордовикский возраст определяется согласным залеганием под фаунистически охарактеризованными породами саледской свиты аренигского возраста и над средне-верхнекембрийскими(?) образованиями кор выветривания и алькесвожской свиты. Мощность свиты достигает 850 - 1000 м.

Саледская свита ($O_{1s/l}$). Выделяется в объеме индысейского горизонта аренигского яруса [56]. Отложения свиты слагают ядра синклинали структур на водоразделе рек Хамбалью и Нидысей, крылья Индысейской синклинали и Курсамбайской антиклинали. Свита соответствует четвертому ритмо-циклу разреза нижнеордовикских отложений. Он наиболее мелкозернист, хотя почти во всех разрезах присутствуют и грубозернистые разности. В восточных разрезах (водораздел рек Хамбалью – Нидысей) свита сложена зеленоцветными преимущественно песчаниково-алевролитовыми породами, а на западе территории, в долине р. Косью, отличается пестроцветным строением, где до верхов разреза наблюдаются прослои красноцветных пород и значительно выше грубость обломочного материала.

Важным отличительным признаком саледской свиты является появление карбонатного вещества в цементе пород, вплоть до образования прослоев известковистых песчаников и алевро-

литов. Почти во всех зеленоцветных разностях присутствуют в различных количествах анкерит, доломит и кальцит. Широко развит также аутигенный апатит. Породам свиты свойственны горизонтальная, пологоволнистая и линзовидная слоистости, текстуры оползания и завихрения, беспорядочно ориентированные створки раковин ангарелл. С отложениями свиты связано рудопроявление медистых песчаников [81, 82], приуроченное к контакту красноцветных и зеленоцветных пород и локализованное в подошве последних. Мощность меденосного горизонта и содержания меди в нем достигают в рассматриваемом районе промышленных значений (Косьюнское месторождение).

Прослой известковистых песчаников и алевролитов содержат створки раковин *Angarella lopatini* Assat., членики криноидей плохой сохранности, редкие таблички цистоидей, следы деятельности роющих организмов. Из верхней части разреза свиты на р. Косью в районе р. Индысей получен комплекс конодонтов: *Distacodus baiciticus* Mosk., *Acodus* aff. *sibiricus* Mosk., *A. deltatus* Pander., *Scandodus uralicus* Nas., *Ozarkodina equilatera* Br. et Mehl., *Subcordylodus delicatus* (Br. et Mehl.). Интервал распространения фауны определяется поздним аренигом - лланвирном, однако залегающие выше песчаные известняки кожимской свиты, в подошве которых проводится верхняя граница саледакской свиты, содержат фауну нижнего лланвирна [18]. Переход от саледакской свиты к кожимской постепенный, но литологически четкий за счет резкого увеличения карбонатности пород.

Облик свиты определяют олигомиктовые кварцевые, кварцевые песчаники и алевролиты, сланцы переменного кварц-хлорит-серицитового состава. Кластический материал олигомиктовых разностей представлен кварцем (75-90%), полевыми шпатами (3-10, реже до 20%), хлоритом (1-5%), обломками горных пород (5-10, до 20-25%) - микрокварцитами, кремнисто-слюдистыми, серицит-хлоритовыми сланцами, кислыми эффузивами. Кварцевые разности на 90-100% состоят из зерен кварца. Структура бластосаммитовая и бластоалевролитовая, текстура массивная, микрослоистая. Окатанность обломочного материала хорошая и средняя, сортировка средняя. Цемент поровый, реже базально-поровый, серицит-хлорит-кварцевого состава с примесью карбоната. В наиболее известковых разностях содержание карбоната в цементе достигает 15%, в отдельных прослоях - до 100%. Минеральный состав сланцев: хлорит - 25-30, до 70%; кварц - 5-10, до 60%; серицит - 5-7, до 20%; альбит - 1-3, до 15%; в известковых разностях присутствует карбонат - до 10%, Акцессорные минералы: циркон, турмалин, лейкоксен, ильменит, гематит, апатит, рутил.

Магнитное поле над осадками саледакской свиты слабоотрицательное: -50...-100 нТл., магнитная восприимчивость пород колеблется в пределах $(2-2400) \times 10^{-5}$ ед. СИ, в среднем составляя 540×10^{-5} ед. СИ. Поле силы тяжести над площадью развития пород свиты однородное, ин-

тенсивностью -8 мГал при плотности 2,58-2,75 г/см³; среднее значение- 2,67 г/см³.

Мощность свиты – 350 м.

Средний – верхний отделы

Щугорская серия

Выделяется в объеме тэлашорского - сурьинского горизонтов, объединяет кожимскую, усть-зыбскую и малотавротинскую свиты.

Кожимская свита обнажается в разрозненных коренных выходах по р.р. Косью, Ягинею, Харота, Индысей, Нидысей и их притокам. Залегают согласно на салецкой свите и в плане оконтуривают выходы последней. На р. Косью, в 2 км ниже устья р. Индысей описан контакт салецкой и кожимской свит [18]; в составе кожимской свиты выделены три подсвиты, однако по условиям обнаженности нижняя и средняя картируются совместно.

Нижняя (тэлашорская) и средняя (зыбкалангельская) подсвиты нерасчлененные (O₂kž₁₋₂) картируются совместно в связи с трудностью проведения границы между ними по площади листа. Подсвиты хорошо обнажены и детально изучены на р. Косью, выше устья руч. Зыбкалангель [18]. Они слагают также ядра небольших синклинальных структур Нидысейской и Становой синклиналей [81].

Нижняя (тэлашорская) подсвита выделяется в объеме лланвирнского яруса; представлена серыми органогенно-обломочными известняками с примесью терригенного материала в нижней части разреза. Отложения характеризуются обилием органических остатков. Состав комплекса определяют цистоидеи, криноидеи, брахиоподы *Angarella jaworowskii* Assat., *Mimella panna* Andr., *Rostricellula grandis* V. Bogoyavl., остракоды *Oepikium debilisulcatus* Zenk., *Conchoprimitia kosjuensis* Zenk., конодонты *Oneotodus rotundus* Mosk., *O. gracilis* (Furn.), *Drepanodus* aff. *tenuis* Mosk., *D. deltifer* Lind., *D. gracilis* (Br. et Mehl.), *D. homocurvatus* Lind., *Drepanodus* cf. *planus* Lind., *Distacodus victrix* Mosk., *D.* aff. *vernus* Mosk., *Acodus sibiricus* Mosk., *Acodina* aff. *ursa* Stauf., *Acontiodus latus* Pander., *Stereoconus circulus* Mosk., *Scandodus uralicus* Nas., *Sc. borealis* Nas., *Sc. ovalis* Nas., *Scandodus* (?) *sibiricus* Mosk. Мощность в разрезе р. Косью – 166 м.

Средняя (зыбкалангельская) подсвита соответствует лландейловскому-нижней части карадокского яруса. Среди карбонатных пород, слагающих подсвиту, нет преобладающего типа. Чередуются в разных соотношениях детритовые, органогенно-обломочные, микрозернистые и пелитоморфные разности, в нижней части – сероцветные, выше с голубоватым или зеленоватым оттенком. Органические остатки представлены многочисленными скоплениями брахиопод, остракод, криноидей, цистоидей, имеющих хорошую сохранность. Наиболее часто встречаются брахиоподы *Multicostella gerontica uralensis* Andr., *Mansina uralica* Andr., *Platystrophia globularis*

Andr.; остракоды *Oepikium kosvaensis* Zenk., *Conchoprimitia longa* Zenk., *Apathochilina obsoleta* Zenk.; цистоидеи *Trilobocystis laticanalis* Mil.; конодонты *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Ph. inflexus* Stauf., *Ph. undatus* Br. et Mehl., *Dichognathus decipiens* Br. et Mehl., *Scandodus ovalis* Nas., *Sc. uralicus* Nas., *Subcordylodus platinnensis* Br. et Mehl. Брахиоподы и остракоды в большинстве случаев представлены видами или родами (Mansina), описанными только в разрезе р. Косью; комплекс их изменился по сравнению с нижней подсвитой. Граница лландейльского и карадокского ярусов определяется сменой комплексов конодонтов. Лландейльский ярус характеризуют конодонты *Phragmodus flexuosus*, *Ph. inflexus*, представитель карадокской фауны – *Ph. undatus*. Мощность подсвиты в разрезе р. Косью – 277 м.

В бассейне р. Нидысей отложения выделены по характерной ребристой поверхности выветривания песчанистых известняков с остатками *криноидей*, мшанок и брахиопод. Суммарная мощность нижней и средней подсвит ~ 400 м, в ядрах Нидысейской и Становой синклиналей видимая мощность не превышает 250-300 м.

Верхняя (устьпальникская) подсвита (O₂k₃) детально изучена в разрезе р. Косью в районе устья руч. Зыбкаланъель и по последнему [18]. Нижняя граница проводится по подошве доломитистых известняков с первыми редкими червячковыми образованиями. Для подсвиты характерны органогенные постройки; каркасообразующими организмами являлись мшанки, водоросли, строматопоры, табуляты, в ассоциации с ними существовали брахиоподы и рецептакулиты. Горизонт с рецептакулитами *Ficherites* sp. имеет широкое развитие не только в бассейне рек Косью и Кожим, но и за его пределами, и является маркирующим [28]. В верхней части появляется пачка песчанистых известняков и известковистых песчаников, замещающихся кварцевыми песчаниками. Органические остатки многочисленны и представлены строматопорами *Stromatocerium canadense* Hall.; табулятами *Lichenaria arctica* Sok., *L. markini* Sok., *Eofletcheria arctica* Sok., *Lessnikovaea spinosa* Sok.; брахиоподами *Multicostella gerontica uralensis* Andr., *Platystrophia globularis* Andr., *Mansina uralica* Andr., *Vellamo curvuum* V. Bogoyavl.; остракодами *Aparchites jucundus* Zenk., *Apathochilina obsoleta* Zenk., *Conchoprimitia longa* Zenk., *Oepikium kosvaensis* Zenk.; конодонтами *Drepanodus suberectus* Br. et Mehk., *Panderodus* sp. Фауна свидетельствует о среднеордовикском возрасте отложений, аналогичные строматопоры и табуляты описаны в тыпыльском горизонте на Северном Урале [7]. Мощность подсвиты в разрезе р. Косью – 134 м. Мощность свиты на территории листа достигает 200 м.

Магнитное и гравитационное поля, соответствующие карбонатным образованиям палеозоя, слабодифференцированы, малоинформативны, и в дальнейшем не описываются. Магнитное поле характеризуется интенсивностью 0...-100нТл, гравитационное (-2-6) Мгал. Магнитная восприимчивость пород кожимской свиты составляет $(0-38) \times 10^{-5}$ ед.СИ, среднее значение – $5,7 \times 10^{-5}$

⁵ ед.СИ, плотность – 2,55-2,72 г/см³, среднее значение – 2,67 г/см³.

Мощность кожимской свиты 600-650 м.

Устьзыбская свита (O_{3uz}). Выделена М.Е. Раабен [46] в разрезе р. Косью по массовому появлению червячковых образований. В это же время А.Д. Миклухо-Маклай [102] аналогичные отложения описал под названием саледышорская свита. А.И. Першина [37] рассматривала их как червячковый (усть-зыбский) горизонт. Отдельные выходы свиты наблюдаются по р.р. Зыб-каланъель, Косью и Верхний Изъяель. Свита сложена темно-серыми, синевато-серыми пелитоморфными, часто доломитизированными «червячковыми» известняками, включающими прослойки детритовых разностей с обломками мшанок, ругоз, брахиопод, криноидей и крупными гастроподами. Определимая фауна встречается редко. Из основания свиты известны находки брахиопод верхнего ордовика: *Dalmanella mecki* Miller и *Strophomena* sp., а из вышележащих слоев – водоросли *Solenopora compacta* Bill. [28]. Мощность свиты – до 150 м.

Магнитная восприимчивость пород свиты составляет (0-15)×10⁻⁵ ед. СИ, среднее значение- 2,5×10⁻⁵ ед. СИ, плотность 2,49-2,77 г/см³, среднее значение- 2,67 г/см³.

Малотавротинская свита (O_{3mt}). В состав свиты включены зыбские (надчервячковые) и малотавротинские слои А.И. Першиной [38, 39]. В стратиграфических схемах IV Ур МСС [64] свита имеет объем полуденского и сурьинского горизонтов ашгиллия.

Свита сложена слоистыми неравномерно окрашенными битуминозными доломитами, участками брекчиевидными, с прослоями известняковых гравелитов и включениями органогенного детрита и фауны. Нижняя часть хорошо обнажена в правом борту р. Косью, в 1,2 км ниже устья р. Зыбкаланъель, более молодые отложения – на левом берегу реки [18]. Состав фауны определяют мелкие ребристые брахиоподы *Zygospira* sp.; трилобиты *Illaenus* cf. *oviformis* Warb.; мшанки *Batostoma winchelli polaris* Astr. [38]. Видимая мощность свиты – до 400 м.

Магнитная восприимчивость пород характеризуется значениями (0-8)×10⁻⁵ ед.СИ, среднее значение– 3×10⁻⁵ ед.СИ, плотность– 2,5-2,78 г/см³, среднее значение– 2,72 г/см³.

Щугорская серия нерасчлененная (O₂₋₃šg) выделена в ядре Индысейской синклинали, где чрезвычайно слабая обнаженность. Единичные выходы наблюдаются по р. Косью и в нижнем течении р.р. Нидысей и Индысей. Отложения представлены светло-серыми, серыми, темно-серыми, розовато-серыми известняками, мраморизованными и доломитизированными известняками. В нижней части известняки зеленовато-серые, содержат значительное количество терригенной примеси (до 25%), прослойки известковых кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Верхняя видимой части разреза сложены темно-серыми (почти черными) «червячковыми» доломитами. Находки фауны известны только из нижних горизонтов серии: мшанки *Cyphotrypa* (?) *kossjensis* (Astr.), *Dianulites* sp., колпачковые гастроподы *Orthidae*. Нижняя граница устанавливается по

появлению значительного количества прослоев известняков, верхняя не обнажена, проводится условно в подошве выходов доломитистых известняков и доломитов, содержащих фауну силурийского возраста.

Мощность – до 800 м.

Верхний отдел ордовикской системы - силурийская система

Табаротинская серия нерасчлененная (O₃-S₁tb) выделяется в объеме кыринского горизонта ордовикской системы - лландоверийского яруса силурийской системы, объединяет яптикшорскую, джагалскую, филиппельскую свиты. Установлена в разрезе р.Косью, небольшие выходы доломитов с силурийской фауной прослежены также в долине р. Индысей.

Достоверные, палеонтологически охарактеризованные осадки *яптикшорской свиты* на площади листа не зафиксированы. Наиболее полно обнажена и охарактеризована фауной верхняя часть разреза серии.

Джагалская свита. В левом борту р. Косью, в устье безымянного ручья, в 2,5 км выше устья р. Верхний Изъяель наблюдается серия небольших выходов серых разномерных доломитов с желваками кремней, ругозами *Columnaria williamsi* Goldf., *Streptelasma whittardi* Smith. [132] и брахиоподами *Virgiana barrandei* (Bill.), *Stricklandia* aff. *lirata* Sow., *Zygospiraella vaigatschensis* Nikif., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., определяющими лландоверийский возраст вмещающих пород [38].

Верхняя граница свиты не установлена. Мощность - до 200 м.

Магнитная восприимчивость пород свиты составляет $(0-16) \times 10^{-5}$ ед.СИ, среднее значение- 1×10^{-5} ед.СИ, плотность 2,68-2,83 г/см³, среднее значение- 2,78 г/см³.

Филиппельская свита обнажается в нижнем течении р. Верхний Изъяель. Сложена серыми, темно-серыми вторичными доломитами с желваками и линзами кремней. Породы трещиноватые, пористые, пронизаны множеством доломитовых, доломитово-кальцитовых, доломитово-кварцевых прожилков. Массивно-слоистые разности чередуются с плитчатыми, среди них встречаются прослой «узорчатых» и брекчированных. Последние битуминозные. Доломиты включают пачки известняков – серых, коричневато-серых, горизонтально- и волнисто-горизонтальнослоистых, прослоями глинистых. Из разреза свиты определены табуляты: *Halysites simplex* Zamble, *Catenipora* cf. *sindoensis* (Schmidt), *Palaeofavosites* cf. *maximus* Tchern., *Pf. forbesiformis porosa* Sok., *Mesofavosites alveolitoides* Sok., *Favosites gothlandicus* Lam., *F.* ex gr. *forbesi* Edw. et H. [38]. Мощность свиты ~ 300 м.

Магнитная восприимчивость карбонатных осадков – $(0-2) \times 10^{-5}$ ед. СИ, среднее значение- 1×10^{-5} ед.СИ, плотность- 2,58-2,71 г/см³, среднее значение- 2,67 г/см³.

Мощность табаротинской серии около 500 м.

Седельская свита (S_{1sd}). Выделяется в объеме венлокского яруса. Свита обнажена на правом берегу р. Косью напротив устья р. Верхний Изъяель, в левом борту – в 550 м выше устья, и последнем коренном выходе по р. Верхний Изъяель, в 200 м выше ее устья. Нижняя часть свиты представлена серыми массивными и плитчатыми узорчатыми доломитами, светло-серыми строматолитовыми доломитами, прослоями доломитовых брекчий и глинистых известняков. В левом борту реки собраны строматопороидеи: *Actinostroma* cf. *soshkini* Riab., *Stromatopora* cf. *typica* Ros., *Clathrodictyon cylindriforme* Riab. [132]. Залегающие выше и обнажающиеся по р. Верхний Изъяель серые слоистые глинистые известняки с прослоями криноидно-детритовых разностей содержат криноидеи: *Egiasarowicrinus* cf. *egiasarowicrinus* (Yelt.), *Obuticrinus* cf. *bullosus* Yelt. et Stuk., *Gliptocrinus* cf. *elegans* Yelt., *Kstutocrinus primus* Yelt. возраст которых В.С. Милицина определила как венлокский.

Верхняя часть свиты обнажена в правом борту р. Косью. Доломиты тонкослоистые, плотные, крепкие, с редкими прослоями мелкодетритовых разностей, белесые, желтовато-серые на выветрелой поверхности. Кровля видимой части разреза сложена голубовато-серыми доломитистыми глинистыми известняками с прослоями остракодовых разностей, венчает разрез слой онкоидных известняков. Коллекция остракод (сборы и заключение о возрасте А.Ф. Абушек) в составе: *Gibberella* aff. *praetiosa* Abush., *Scipionus* ? *praecox* Abush., *Beyrichia* (*Asperibeyrichia*) sp., *Beyrichia* (*Simplicibeyrichia*) sp., *Eukloedenella* sp., *Cytherellina siliqua* (Jones) указывает на поздневенлокский возраст вмещающих пород. Из этого же разреза известны находки *Beyrichia* cf. *kloedeni* McCoy [39].

Мощность седельской свиты не менее 300 м.

Магнитная восприимчивость пород – $(0-34) \times 10^{-5}$ ед. СИ, среднее значение- 2×10^{-5} ед. СИ, плотность- 2,6-2,84 г/см³, в среднем- 2,73 г/см³.

Гердьюская и гребенская свиты нерасчлененные (S_{2gr-gb}). Выделяются в объеме лудловского-пржидольского ярусов. Обнажаются в среднем течении р. Тырбылью, на хр. Кузь-Чугра и восточном, юго-восточном склонах хр. Гылыча-Чугра. Контакт с подстилающими и перекрывающими отложениями не наблюдается.

Гердьюская свита представлена серыми доломитизированными тонко- и среднеслоистыми известняками с редкими прослоями известняковых сланцев и фауной в отдельных прослоях. Из отложений свиты на юго-восточном склоне хр. Гылыча-Чугра и р. Тырбылью определены остракоды *Leperditia gregaria* Kies., *L. phaseolus* His., *L. phaseolus* var. *angelini* F.Schm., и брахиоподы *Didymothyris didyma* (Dalm), *Atrypoidea linguata* Buch. [85, 86, 37]. Ориентировочная мощность свиты 120-160 м, верхняя граница не наблюдается.

Гребенская свита сложена темными синевато-серыми, почти черными, тонкозернистыми толстослоистыми доломитизированными известняками с прослоями серых известняковых и черных глинистых сланцев. Последние тяготеют к кровле. Прослой остракодовых, брахиоподовых и органогенных известняков со смешанной фауной содержат [101, 28, 39] брахиоподы *Collarothyris canaliculata canaliculata* (Wenjuk.), *Atrypoida scheii* (Holt.), *A. phoca* (Salt.), *A. linguata* Buch., *Howellella pseudogibbosa pseudogibbosa* Nikif. и другие; табуляты *Favosites jermolaevi* Tchern., *Squamofavosites cf. rusanovi* (Tchern.), *Syringopora spinosa* Tchern., *S. cf. schmidti* Tchern.; в верхних слоях - строматопоры *Aulopora placita* Tchern., *Thamnopora vaigacensis* Tchern. Состав фауны свидетельствует о пржидольском возрасте вмещающих отложений. На восточном склоне и вершине возвышенности Гылыча-Чугра отмечается пологое залегание (10°) отложений свиты. Ориентировочная мощность – 130-140 м.

Мощность гердьюской и гребенской свит нерасчлененных 250-300 м.

Магнитная восприимчивость пород характеризуется значениями $(0-27) \times 10^{-5}$ ед.СИ, среднее значение- $5,5 \times 10^{-5}$ ед. СИ, плотность 2,51-2,77 г/см³, составляя в среднем 2,7 г/см³.

Девонская система

Нижний отдел

Овинпармская и сотчемкыртинская свиты объединенные (D_{1ov+sk}). Свиты картируются совместно вследствие небольшой мощности. Обнажены в разрезе р.Косью и на западном склоне хр. Гылыча-Чугра.

Овинпармская свита наиболее полно обнажена на правом берегу р.Косью, в 0,9 км ниже устья р. Верхний Изъяель. Сложена плотными, с плитчатой отдельностью синевато-серыми с поверхности, темно-серыми в свежем сколе, зернистыми и пелитоморфными известняками, с глинистым материалом, и в отдельных прослоях с органогенным детритом и фауной, характеризующей овинпармский горизонт: это кораллы *Embolophyllum* (?) ex gr. *aggregatum* Hill., *Favosites polaris* Chekh., брахиоподы *Mesodouvillina subinterstitialis* Kozl., *Schellwienella* cf. *praeumbracula* (Kozl.), *Sphaerirhynchia* aff. *gibbosa* (Nikif.), *Howellella laeviplicata* Kozl., *Cyrtina* cf. *praecedens* Kozl., *Protathyris praecursor* Kozl., остракоды *Leperditia marinae* Abush., *Herrmannina* cf. *immensa* Abush., криноидеи *Pisocrinus* (?) *astericus* (Schew.), *P. (?) costatus* (Schew.), *Pentagonocyclicus* ex gr. *quinespinosus* Stuk., *Antinocrinus primaevus* Sisova, конодонты зоны woschmidti-eurekensis – *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl.), *Oz. cf. eurekensis* Klapper et Morphy, *Oz. remscheidensis remscheidensis* Ziegler, *Pelekysgnathus serrata* Carls et Gandl.. Вблизи кровли резко возрастает количество глинистого материала. Видимая мощность свиты около 100-110 м.

Сотчемкыртинская свита залегает согласно на овинпармской. Литологическая граница между свитами четкая, характерно резкое обеднение осадков сотчемкыртинской свиты органическими остатками. Разрез свиты на р. Косью представлен комковатыми, белесыми на выветрелой поверхности доломитами, тонкозернистыми и пелитоморфными плитчатыми слабо известковистыми доломитами, редкими прослоями мергелей и аргиллитов, на слоевых плоскостях которых видны ходы илоедов, остракоды, крап и примазки гидроокислов железа. В подошве отмечаются пояски светло-серых полосчатых кремней. Из нижней части свиты определены остракоды *Hermannina convexa* Abuch. Вслед за А.И. Першиной, эти осадки отнесены к сотчемкыртинской свите, исходя из их положения в разрезе и литологического сходства с разрезами других районов [39, 34]. Верхняя граница не обнажена. Видимая мощность около 90 м.

На хр. Гылыча-Чугра интервал разреза, соответствующий овинпармской и сотчемкыртинской свитам, вскрыт при поисковых работах [86]. В его составе выделены три пачки. В основании, сразу выше контакта с черными доломитами и доломитизированными известняками силура, залегают серые с зеленоватым или синеватым оттенком брекчиевидные известняки, местами выщелоченные, с пустотами, часто обохренные по трещинам (45 м). Выше по разрезу они перекрываются пачкой (85 м) глинистых известковистых доломитов и мергелей, имеющих светло-серую, желтовато-серую окраску, перемежающихся с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев. В верхней части (14 м) преобладают коричневатые и зеленовато-серые сильно известковые глинистые сланцы, включающие более редкие прослои желтовато-серых мергелей. Контакт с вышележащими песчаниками четкий. Общая мощность толщи оценивается в 150 м. По нашему мнению, две верхние пачки полностью соответствуют выделенной в разрезе р.Косью сотчемкыртинской свите, а из разреза хр. Гылыча-Чугра по надвигу выпадают осадки верхов силура и низы овинпармской свиты, сохранившаяся часть которой представлена здесь брекчированными разностями. На северо-западном склоне хр. Гылыча-Чугра к сотчемкыртинской свите отнесены тонкоплитчатые серые с голубоватым оттенком, сильно светлеющие на выветрелой поверхности скрытокристаллические доломиты с прослоями мергелей и аргиллитов, с мелкими остракодами и следами илоедов.

Суммарная мощность овинпармской и сотчемкыртинской свит составляет ~200 м. Магнитная восприимчивость пород меняется в пределах $(0-31) \times 10^{-5}$ ед.СИ, со средним значением $5,5 \times 10^{-5}$ ед.СИ, плотность составляет $(2,54-2,82)$ г/см³, средняя - $2,72$ г/см³.

Нижний-средний отделы

Такатинская свита – мертвопарминская серия объединенные (D₁₋₂ tc+mp) картируются совместно вследствие недостаточной обнаженности и затруднений при прослеживании границы

между ними по площади.

Такатинская свита обнажена на западном склоне хр. Гылыча-Чугра, южнее р. Тырбылью. В коренных выходах и крупноглыбовых свалах наблюдаются светло-серые сахаровидные кварцевые и кварцитовидные песчаники, которые В.В. Маркин [101] и последующие исследователи [39, 17] сопоставляли с такатинской свитой. На вершине возвышенности, в южной части хребта Гылыча-Чугра осыпи песчаников следятся на десятки километров. В юго-западном направлении терригенная толща прослеживается за пределы листа, в разрезе р.Косью – не обнажена, здесь встречаются лишь редкие небольшие высыпки желтовато-серых мелкозернистых песчаников.

Состав и мощность свиты определены в процессе поисковых работ [85, 86] на хр. Гылыча-Чугра. Нижняя часть свиты, прослеженная в коренном залегании, представлена переслаивающимися светло-серыми, желтовато-серыми кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, перемежающимися с пластами красно-коричневых, вишнево-красных глинистых кварцевых алевролитов и глинистых сланцев. В южном направлении алевро-сланцевая составляющая практически исчезает. Среди песчаников преобладают грубозернистые разности с гальками кварца размером до 1 см. Верхняя часть свиты, вскрытая канавами, представлена крупными глыбами и мелкими обломками разнозернистых песчаников, сцементированных глинистой массой бурого, коричневатого-красного или кирпичного цвета. Цемент песчаников кремнистый, кремнисто-железистый, серицито-кремнистый. Окаменелости встречаются очень редко и имеют неудовлетворительную сохранность. Непосредственный контакт с отложениями, перекрывающими такатинские песчаники, не наблюдается. Нижнеэмский возраст свиты определяется ее положением под толщей известняков, охарактеризованных фауной вязовско-койвенского уровня. Мощность такатинской свиты оценивается в 200 м.

Магнитная восприимчивость пород изменяется от 0 до 6×10^{-5} ед.СИ, со средним значением 1×10^{-5} ед.СИ, плотность колеблется в пределах 2,58-2,78 г/см³, в среднем составляя 2,65 г/см³.

Мертвопарминская серия – название предложено (М.А. Шишкин, лист Q-40-XXXV, р.р. Щугор и М. Паток) для отложений, выделенных в серийной легенде [84] как глинисто-карбонатная толща. Залегает между терригенными породами такатинской и пашийской свит, обнажена чрезвычайно слабо, особенно нижняя ее часть (вязовский-афонинский горизонты).

Редкие фрагменты нижней части толщи представлены темно-серыми слоистыми плотными известняками с брахиоподами *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch. и остракодами *Leperditia* cf. *moelleri* Schmidt. [101], *Cavellina* sp., *Uchtovia* sp., *Parabairdiacypris* sp., указывающими, по заключению В.А. Наседкиной, на вязовско-койвенский возраст вмещающих слоев. Бийские и

афонинские слои не обнажены. С учетом перерывов в обнаженности мощность нижней части глинисто-карбонатной толщи – 120 м. [86].

Чусовской горизонт представлен бурыми известково-глинистыми сланцами с прослоями серых, темно-серых ожелезненных известняков, включающих многочисленные брахиоподы *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schl.) и *Emanuella* cf. *subumbona* (Hall.) [86]. Видимая мощность 10 м.

Чеславский горизонт сложен темно-серыми мелкокристаллическими известняками с прослоями черных глинисто-известковистых сланцев. Из нижней части определены зональные брахиоподы *Stringocephalus burtini* Defr., а также *Streptorhynchus* (?) sp., *Denckmanella* cf. *circularis* Hol. *Sieberella* cf. *acutolobata* Sandb., и колонии кораллов *Columnaria* sp., близкой к *C. vulgaris* Sok. [86, 132]. Мощность около 70 м.

Общая мощность мертвопарминской серии около 200 м. Суммарная мощность такатинской свиты и мертвопарминской серии объединенных ~400 м.

Магнитная восприимчивость пород составляет $(0-21) \times 10^{-5}$ ед.СИ, со средним значением $4,5 \times 10^{-5}$ ед.СИ, плотность меняется в пределах 2,54-2,76 г/см³, среднее значение – 2,67 г/см³.

Средний – верхний отделы

Пашийская свита – подчеремская толща объединенные (D₂₋₃pš+pd). По объему выделяемое картируемое подразделение соответствует верхней части живетского яруса (пашийский и кыновский горизонты) – франскому ярусу в полном объеме. Нижняя граница проводится по подошве пашийских песчаников. По фауне в толще могут быть выделены отдельные горизонты, которые не являются картируемыми. Основной разрез – на р. Косью.

Пашийский-кыновский горизонты. В основании разреза выделяется пачка зеленовато-серых глинистых сланцев, светло-серых песчаников, бурых алевролитов с прослоями лептохлоритов, которая залегает с размывом на отложениях чеславского горизонта и сопоставляется с пашийской свитой [39]. Вероятная мощность свиты – первые метры.

Выше залегают темно-серые, до черных, комковатые пелитоморфные известняки с прослоями брахиоподовых ракушняков, содержащих брахиоподы *Uchtospirifer murchisonianus* (Vern.), *Uc.* cf. *glincanus* (Vern.), *Schizophoria* aff. *tulliensis* Vanuxem, *Atrypa velikaja* Nal., *At.* ex gr. *devoniana* Webster., *At. alinensis* Nik., *Cyrtospirifer* sp., *Emanuella* sp., ругозы *Disphyllum* cf. *pachiense* (Soshk.), криноидеи *Pentagonocyclicus* ex gr. *paucus* J. Dubat., *Floricyclus* sp., *Anthinocrinus* sp., конодонты *Polygnathus* aff. *declinatus* Aristov., характерные для кыновского горизонта.

Суммарная мощность пашийской свиты и кыновского горизонта около 25 м.

Саргаевский горизонт представлен темно-серыми, почти черными, пиритизированными

мелкокристаллическими известняками с многочисленными брахиоподами: *Anatrypa timanica* Mark., *Devonoproductus* cf. *sericeus* (Buch.), *Hypothyridina* (?) sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Lamellispirifer* sp. [39, 86]. В средней части отмечаются переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями, линзовидными скоплениями и редко рассеянными оолитами лептохлоритов [86]. Мощность около 25 м.

Доманиковский горизонт сложен известняками темно-серыми, до черных, битуминозными, тонкоплитчатыми, с прослоями известково-глинистых сланцев и поясками кремней. В основании – метровый пласт органогенно-обломочных известняков с аммоноидеями *Timanites keyserlingi* Miller, массовые скопления которых определяют кровлю саргаевских слоев-низы доманика, и многочисленными остракодами *Entomozoe (Richteria) distincta* Pol., *En. (Richteria) aff. spiralis* Mart., *En. (Nehdertomis)* sp., конодонтами *Ancyrodella rotundiloba alata* Glemister et Klapper, *A. rotundiloba rotundiloba* (Bryant), *A. rugosa* Branson et Mehl., *Icriodus nodosus nodosus* (Huddle), *Klapperina ovalis* (Ziegler et Klapper), *Mesotaxis asymmetrica* (Bischoff et Ziegler), *M. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Palmatolepis transitans* Muller (?), *Polygnathus dubius dubius* Hinde – зона Pol. *asymmetricus* по конодонтам. Выше по разрезу отдельные прослои переполнены окаменелостями, характерными для доманиковых слоев Тимана: это аммоноидеи *Tornoceras simplex* Keys., *Manticoceras ammon* Keys., *Gephyroceras suritum* Hols., *Timanites acutus* Keys., *Bastrites subflexuosus* Keus., пелециподы *Buchiola snjatkovi* Sam., *B. retrostriata* Buch., *B. scabrosa* Clarke, птероподы *Tentaculites* sp., *Styliolina fissurella* Hall., брахиоподы *Lingula subparallela* Sandb., *Leiorhynchus megistanus* Le Hon., *L. ex gr. pavlovi* Mufke, *L. mesacostalis* Hall., *Pyramidalia* sp., *Chonetes* sp. [39, 132, 101]. Мощность до 30 м.

Мендымский горизонт сложен темно-серыми, почти черными, глинистыми плитчатыми окремнелыми известняками с прослоями темно-серых, черных глинисто-известковых сланцев [86]. Отложения бедны фауной, содержат цефалоподы *Manticoceras* sp., брахиоподы *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* Vern., *Leiorhynchus. megistanus* (Le Hon), *L. pavlovi* Mufke, *L. cf. microrhynchus* Roem., *L. laevis* Gurich., *Lingula ligea* Hall., *L. subparallela* Sandb., *Orbiculoidea* sp., *Devonoproductus* cf. *sericeus* Buch., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Septalaria* sp., *Pyramidalia* aff. *simplex* (Phill.), *Athyris angelica* Hall., *Pugnax* sp., остракоды *Entomozoe (Nehdentomus) ninae* Mart. [39]. Мощность около 120 м. Фаунистически охарактеризованные отложения аскынского возраста не установлены.

Мощность пашийской свиты-подчеремской толщи объединенных – до 200 м.

Магнитная восприимчивость пород меняется в пределах $(0-29) \times 10^{-5}$ ед.СИ, среднее значение- 7×10^{-5} ед.СИ, плотность составляет $2,64 \text{ г/см}^3$ с колебаниями от $2,49-2,78 \text{ г/см}^3$.

Верхний отдел

Плитниккыртинская толща (D₃pl). Соответствует по объему фаменскому ярусу. На территории листа обнажена нижняя часть толщи, представленная серыми, темно-серыми плитчатыми известняками, перемежающимися с листоватыми известково-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, прослоями известняковых гравелитов и разбужинированных глинистых конгломератовидных известняков. Известняки окремнелые, часто перекристаллизованные, содержат редкую фауну плохой сохранности. На отдельных плоскостях наблюдается косая слоистость, подчеркиваемая алевро-глинистым материалом. Основной разрез толщи, видимой мощностью около 70 м, расположенный на р. Косью, напротив устья руч. Мезенцева, содержит в верхней части брахиоподы *Lingula* sp., *Dzieduszyckia* cf. *baschkirica* (Tschern.), остракоды *Parabairdiacypris* sp., *Bairdia* sp., *Acratia* sp., *Acanthoscapha* sp. и конодонты *Palmatolepis glabra lepta* Ziegler et Huddle, *P. marginifera marginifera* Helms, определяющие зону *stepida* – *trachytera*, т.е. нижнюю часть фаменского яруса.

Выходы известняков и сланцев фаменского возраста наблюдаются также по левому притоку р. Тырбылью и западнее хр. Гылыча-Чугра. Видимая мощность разреза составляет здесь около 150 м, полная, вероятно, не менее 200 м. Достоверные верхнефаменские отложения на территории листа не выявлены.

Магнитная восприимчивость пород меняется в диапазоне $(0-7) \times 10^{-5}$ ед.СИ, среднее значение- 1×10^{-5} ед.СИ, плотность изменяется в пределах 2,51-2,70 г/см³ при среднем значении 2,65 г/см³.

Каменноугольная система

Разрозненные коренные выходы каменноугольных отложений встречаются только по обоим бортам реки Косью и приустьевых частях некоторых ее притоков. Практически не обнажены осадки турнейского и нижневизейского возраста. Наиболее полно представлена и расчленена по фауне фораминифер до горизонтов верхневизейская часть разреза, слои с гигантопродуктусами внутри которого являются маркирующим горизонтом. В вышележащих отложениях выявлены осадки серпуховского, московского, касимовского и гжельского ярусов. Граница между осадками среднего и верхнего отделов проводится в литологически однородной толще по смене комплексов фауны. Нижняя и верхняя границы каменноугольных отложений не обнажены.

Нижний отдел

На изданном листе Q-40-XXX [17] полоса распространения отложений турнейского яруса

выделена условно, как продолжение выходов турнейских осадков с севера и запада за рамками территории. На настоящей карте в качестве картируемого подразделения так же условно показана кодждельская толща турнейского возраста. Визейскому ярусу отвечают терригенная пэчаельская и карбонатная мойкемельская толщи, серпуховскому - известняково-брекчиевая толща.

Кодждельская толща (C₁kd). Единственный, подтвержденный палеонтологическими находками, выход турнейских отложений зафиксирован на левом безымянном притоке р. Косью, впадающем в 1,2 км ниже устья руч. Мезенцева [86]. В 600 м выше устья, в правом борту ручья высотой 3-5 м, в 30 м от русла, с промежутком в 200 м одно от другого, следятся фрагменты толщи темных кремнистых глинистых известняков с прослоями глинисто-кремнистых плитняков с брахиоподами *Unispirifer cf. tornacensis* Kon., *Rugosochonetes hardrensis* Phill. Мощность кодждельской толщи оценивается в 200 м. Магнитная восприимчивость пород – $(0-12) \times 10^{-5}$ ед. СИ, среднее значение – 6×10^{-5} ед. СИ, плотность – 2,61-2,71 г/см³, среднее значение – 2,65 г/см³.

Пэчаельская, мойкемельская и известняково-брекчиевая толщи объединенные (C₁pč+ib) картируются совместно ввиду недостаточной обнаженности на территории листа.

Пэчаельская толща выделяется в объеме косьвинского-илычского горизонтов нижневизейского подъяруса. К толще отнесены изолированные высыпки серых, розовато-серых кварцито-видных песчаников в левом борту левого безымянного притока р. Косью в 1,2 км ниже устья руч. Мезенцева, по аналогии с сопредельными площадями, где нижняя часть визе представлена в терригенных фациях. Границы и мощность не установлены. Западнее площади листа, на р. Вангыр, мощность терригенной толщи – 50-55 м.

Мойкемельская толща выделяется в объеме дружининского горизонта нижневизейского подъяруса и всего верхневизейского подъяруса. Нижний возрастной предел визейской карбонатной толщи предшествующие исследователи считали алексинским [15,17]. На основании дополнительных сборов и пересмотра комплексов микрофауны из нижней части карбонатного разреза р. Косью выделены слои с фауной дружининского и тульского горизонтов. Мойкемельская толща по литологии подразделяется на две пачки. Нижняя пачка, отвечающая дружининскому и тульскому горизонтам, представлена массивными и массивно-слоистыми серыми, темно-серыми детритовыми и криноидными известняками. Они обнажены по левому борту безымянного левого притока р. Косью, впадающему в 1,2 км ниже устья руч. Мезенцева. Верхняя пачка, в объеме алексинского и михайловского горизонтов, сложена темно-серыми, до черных, детритовыми и глинистыми известняками, содержащими банковые скопления продуктид, других брахиопод, колонии ветвистых и одиночных кораллов, мшанки, криноидеи, трилобиты, во-

доросли. Последние в отдельных прослоях являются породообразующими. Пачка обнажена после 80 метрового перерыва уже непосредственно на левом берегу р. Косью.

Дружининский горизонт охарактеризован комплексом фораминифер (определения Т.И. Степановой) с характерными *Archaediscus karreri spira* (Conil et Lys), *Omphalotis* ex gr. *omphalotis minima* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra orelica* (Vdov.), *Plectogyranopsis paraconvexa* (Brazhn. et Rost.), *Ammarchaediscus eospirillinoides* (Brazhn.) и др., а также брахиоподами: *Megachonetes dannenbergi* (Paeck.), *Echinoconchus* cf. *punctatus* (Sow.), *E. elegans* (McCoy), *Globosoproductus magnificus* (Shim.), *Camaratoechia* cf. *pleurodon* (Phill.), ветвистыми колониями ругоз *Syphonodendron* ex gr. *irregulare* (Phill.). Видимая мощность 80 м.

Тульский горизонт содержит комплекс формаминифер с зональными и характерными видами *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *A.* ex gr. *pauillus* Schlyk., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. obsoleta* Raus., *O. omphalota minima* (Raus. et Reitl.) и др. Здесь найден также трилобит хорошей сохранности *Metaphillipsia* cf. *seminifera* (Phill.) и брахиоподы *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.). Видимая мощность 30 м.

Алексинский горизонт подтвержден комплексом фораминифер с зональным видом *Pojarkovella* ex gr. *nibelis* (Durk.), характерными *Globoendothyra* cf. *ishimica* (Raus.) *Archaediscus spiroides* (Pop.) и др. Отсюда же определены брахиоподы *Striatifera striata* (Fisch.), *Antiquatonia hindi ustyensis* Sar., *Spirifer* ? *kozhimicus* Kalash., одиночные ругозы *Palaeosmilium purchisoni* М.Е.Н., ветвистые колонии ругоз *Syphonodendron* ex gr. *irregulare* (Phill.), водоросли *Palaeoberesella lahuseni* (Moell.), *Ungdarella* sp. Мощность алексинского горизонта, по мнению А.И. Елисеева [19], составляет не менее 130 м.

Михайловский горизонт охарактеризован обильной фауной кораллов, брахиопод *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Semiplanus mikhailovensis* Sar., *Antiquatonia hindi* (Muir-Wood.), *Davidsonia* cf. *septolosa* (Phill.), фораминиферами *Eostaffella ikensis* Viss., *E. mosquensis* Viss., *E. parastruvei* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Archaediscus moelleri gigas* Raus. и др. [19, 17] и водорослями. Видимая мощность – 60 м.

Отложения веневского горизонта в исследуемом районе не выявлены.

Мощность мойкемельской толщи не менее 380 м.

Известняково-брекчиевая толща отвечает серпуховскому ярусу. Г.И. Дашкевич [17] в разрезе р. Косью было впервые установлено наличие серпуховских (нижняя часть) брекчиевидных известняков с фауной брахиопод *Striatifera tenella* Sar., *Latiproductus latissimus* (Sow.), *Antiquatonia* cf. *nerutshensis* Sar. Максимальная мощность толщи не превышает 150 м. Верхняя граница проводится внутри задернованного интервала.

Мощность пэчаельской, мойкемельской и известняково-брекчиевой толщ объединенных –

до 550 м.

Магнитная восприимчивость пород меняется от 0 до 7×10^{-5} ед.СИ, среднее значение 1×10^{-5} ед.СИ, плотность – от 2,63 до 2,70 г/см³ при среднем значении 2,67 г/см³.

Средний-верхний отделы

Асывовожская (?), шайтановская, улдор-кыртинская толщи нерасчлененные (C_{2-3as-uk}) картируются совместно вследствие недостаточной обнаженности. Асывовожская толща отвечает башкирскому ярусу, шайтановская – московскому, улдор-кыртинская – касимовскому и гжельскому. Фактически на описываемой территории по разрозненным коренным выходам установлено присутствие только шайтановской и улдор-кыртинской толщ. Перерыву в обнаженности (не более 150 м по мощности без учета складчатости) между известняково-брекчиковой толщей серпуховского возраста и шайтановской толщей отвечают частично серпуховские и, по всей видимости, башкирские отложения асывовожской толщи. Не исключено также, что башкирские отложения района полностью подверглись размыву в предмосковское время и выпадают из разреза [19].

Шайтановская толща. Низы толщи представлены светло-серыми кавернозными и брекчиевидными битуминозными известняками с прослоями органогенно-детритовых разностей. Первоначально толщу относили к нижней части среднего карбона [132, 101] по присутствию здесь фораминифер: *Pseudostaffella* aff. *antiqua* Dutk., *Profusulinella* cf. *pararhomboides* Raus. et Bel., *Parastaffella bradyi* (Moll.), *Pseudoendothyra* aff. *moelleri* Ozawa, *Archaediscus baschciricus* (Krest. et Theod.). Позднее А.И. Елисеев [19] установил, что известняки содержат обломки как с башкирскими (*Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. postmosquensis* var. *acutiformis* Kir.), так и нижнемосковскими видами: *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *P. subquadrata* Grozd. et Leb., *Eostaffella mutabilis* Raus., *Ozawainella mosquensis* Raus., *Profusulinella prisca* (Deprat), *P. ex gr. rhomboides* Lee et Chen, вследствие чего возраст толщи уточнен до раннемосковского. Среди обломков встречаются также известняки визея, возраст которых подтверждается комплексом фораминифер и брахиоподами *Striatifera striata* (Fisch.). Видимая мощность нижнемосковских отложений около 30 м.

Вышележащие светло-серые, желтовато- и коричневатые массивные органогенные битуминозные известняки содержат фораминиферы позднемосковского возраста с зональными и характерными видами: *Fusulinella* ex gr. *bocki* Raus., *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *W. dutkewitchi* Raus, а также брахиоподы *Martinia* cf. *minima* (Jan.), *Krotovia* sp., *K. (?)* ex gr. *rarityberculata* (Jan.). *Composita ambigua* (Jan.), *Dielasma* cf. *perovale* (Kon.). В верхах известняки гидрактиниоидные, с редкими прослоями криноидно-детритовых разностей.

Ширина полосы распространения среднекаменноугольных отложений с перерывами составляет – 1,5 км. Без учета возможной складчатости мощность шайтановской толщи составляет до 450 м.

Верхний контакт среднекаменноугольных отложений охарактеризован сменой комплексов фауны в литологически однородной толще гидрактиниоидных известняков – верхнемосковский комплекс фузулинид сменяется верхнекаменноугольным.

Улдор-кыртинская толща вскрыта в скальном выходе левого борта р. Косью. Сложена светло-серыми, серыми гидрактиниоидными известняками с прослоями криноидных разностей и многочисленными брахиоподами. Из основания верхнекаменноугольных отложений – зоны *Protriticites* и *Obsoletes* мощностью около 20 м, определены фораминиферы *Obsoletes obsoletus* Schellw., *Pseudofusulinella usvae* (Dutk.), *Protriticites globulus* Putrja, массовые *Fusulinella (Pulchrella) pulchra* Raus. et Bel., выше которых появляются *Triticites globoides* Z. Mikh. [17]. В нижней части разреза присутствуют брахиоподы, характерные для касимовского яруса, - *Martinia uralica* Tschern., *Brachythyris ufensis* (Tschern.), в верхней- для гжельского яруса: *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Linoproductus cora* (Orb). По всему разрезу встречаются *Chonetinella uralica* (Moell.) и многие другие [132, 101, 17].

Наблюдаемая мощность толщи составляет около 60 м, полная – не менее 250 м [29, 19].

Мощность всего подразделения средне-верхнекаменноугольного возраста, учитывая складчатость, составляет 500-600 м.

Магнитная восприимчивость пород составляет 2×10^{-5} ед.СИ с диапазоном изменения от 0 до 5×10^{-5} ед. СИ, среднее значение плотности $2,66 \text{ г/см}^3$ с колебаниями от 2,58 до $2,76 \text{ г/см}^3$.

Верхний отдел каменноугольной системы – нижний отдел пермской системы

Юньягинская серия (C₃-P₁ jj)

Отложения юньягинской серии слагают восточный борт южного центриклинального замыкания Косью-Роговской впадины; картируются в крайнем северо-западном углу района, где береговые обрывы р. Косью сложены терригенными породами нижней перми. Непосредственный контакт с нижележащими рифогенными известняками гжельского возраста не наблюдается.

В соответствии со стратиграфическими схемами IV УрМСС [56] и легендой Северо-Уральской серии листов [84], для района принята стратиграфическая схема, согласно которой юньягинская серия подразделяется на сезымскую (лосиноостровскую), гусиную (косьинскую), бельковскую (чернореченскую) и талатинскую (кожимскую) свиты, отвечающие по объему, в свете последних данных, верхней части гжельского яруса верхнего карбона - кунгурскому ярусу нижней перми.

Низы разреза, соответствующие сезымской (лосиноостровской) свите, не обнажены. Выше-лежащая терригенная толща предыдущими исследователями [101, 17] подразделялась на две части. Нижняя часть, сопоставляемая с *гусиной и бельковской (косьвинской и чернореченской) свитами нерасчлененными*, по составу неоднородна, представлена двумя толщами: нижней – карбонатно-песчаниково-сланцевой, и верхней – сланцево-песчаниковой. Нижнюю толщу составляют серые, темно-серые, до черных, переслаивающиеся между собой алевритистые, глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, слабо известковистые песчаники, незначительные прослойки песчанистых известняков. В верхней толще наблюдаются песчано-алевритовые породы с подчиненными прослоями аргиллитов, также слабо известковистые. Песчаники имеют полимиктовый состав, толстоплитчатую, массивную отдельность, зеленовато-серую выветрелую поверхность, вмещают редкие небольшие линзы кварцево-кремнистых гравелитов и окатыши черных аргиллитов. Среди алевритов встречаются карбонатные и кремнисто-карбонатные конкреции. Отдельные прослойки обогащены углифицированным растительным детритом или в основном неопределимыми органическими остатками. Среди последних встречаются обломки пелеципод *Janeia* sp., брахиопод, криноидей, мшанок, гастропод. Аммоноидеи *Medlicottia* sp., *Paragastrioceras* sp., *Uraloceras* sp. [17] характерны для гусиной и бельковской свит артинского яруса Кожимского и Воркутинского районов [35]. Мощность не менее 200 м.

Верхняя часть, сопоставляемая с талатинской (кожимской) свитой, представлена переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевритистыми и глинистыми сланцами. Сланцы темно-серые, до черных, нередко тонко полосчатые, с тонкими песчанистыми прослойками. Песчаники на выветрелой поверхности серые, зеленовато-серые, перечно-зеленые, в основном мелкозернистые, с прослойками и включениями кварцевых гравелитиков, иногда глинистых галек, мелких известковистых конкреций, в отдельных слоях переполнены растительными и углистыми остатками. Ближе к основанию толщи залегают прослойки известковистых песчаников и песчанистых известняков, содержащих обильную и разнообразную морскую фауну, часть которой встречается и выше по разрезу среди сланцев и песчаников. Находки фауны, идентичной таковой из детально изученных разрезов Воркутинского и Кожимского районов, свидетельствуют о сопоставимости данной толщи с талатинской свитой, которая, согласно решениям IV Уральского стратиграфического совещания, соответствует кунгурскому ярусу. На протяжении полувека исследований в толще были собраны двустворки: *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Astartella* cf. *adenticulata* Jakov., *Allorisma subcuneata* Meca-Haud., *Edmondia gibbosa* Geinetz., *Pteronites* (?) *obsoletus* Guskov, *Streblopteria untica* Guskov; брахиоподы: *Derbya* ex gr. *regularis* Waag., *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Rh. nikitini* Tschern., *Canocrinella koninckiana* (Keys.), *C. cf. loveni* (Wiman), *Waagenoconcha irginae* (Tschern.), *Lissochonetes capitulinus* (Toula) и другие.

Мощность толщи, по мнению разных исследователей, составляет от 500 до 700 м.

Первую палеонтологическую характеристику пермским отложениям района дал А.А.Чернов [132], собравший коллекцию мшанок, преимущественно из родов *Fenestella* и *Polypora*, и аммониты *Marathonites krasnopolskyi* Карп.

Отложения смяты в серию крутых антиклинальных и синклинальных складок различной амплитуды, вследствие чего мощность выделенных толщ оценивается весьма приблизительно. Толщи не прослеживаются по площади ввиду слабой обнаженности, границы между ними в разрезе р. Косью не имеют четкого палеонтологического подтверждения, в связи с чем предлагается картировать их как единое тело. Вышележащие осадки обнажены за пределами листа. Мощность юнъягинской серии составляет 700-900 м.

Магнитная восприимчивость терригенных пород серии меняется в диапазоне $(3-30) \times 10^{-5}$ ед. СИ со средним значением 16×10^{-5} ед. СИ, средняя плотность составляет $2,60 \text{ г/см}^3$ с колебаниями от $2,48-2,68 \text{ г/см}^3$.

Мезозойская – кайнозойская группы

Юрская система – олигоцен

Отложения юры-олигоцена представлены **корами выветривания** (J-P₃kv) каолинит-гидрослюдистого профиля. На территории листа они развиты фрагментарно и встречены в пределах высоких (>900-1000м) поверхностей выравнивания в горной части. Один из фрагментов площадной коры выветривания наблюдался [112] на междуречье Косью-Харота. Линейные коры зафиксированы в районе истоков р. Надежд [131, 91]. Соответствующие образования представлены структурными глинами, супесями желтовато-серыми, белесо-серыми с щебнем измененных подстилающих пород. Нижний возрастной предел определен как юрский, на основе корреляции с аналогичными отложениями соседних к северу территорий, где, в ряде случаев, наблюдается захоронение кор под меловыми породами (ГДП, ГГС-50 Восточно-Грубеинской и Харутской площадей, Q-41-65ВГ; 66ВГ; 76; 77АБВ, Лютиков Н.В., работы не завершены). Верхний возрастной предел определен как олигоценовый, так как наиболее молодыми отложениями, переработанными процессами выветривания каолинит-гидрослюдистого профиля, в регионе являются осадки малдинской толщи олигоценового возраста [84]. Мощность 1 м и более.

Кайнозойская группа

Ввиду тесной структурной связи и вещественного сходства, образования неогеновой и четвертичной систем, представленные в пределах площади, рассматриваются совместно. Мощ-

ность неоген-четвертичных отложений крайне неравномерна – от первых до нескольких десятков метров. Картируемые выходы донеогеновых образований приурочены либо к верхушкам отдельных гребневидных водоразделов в горной части, либо к субширотному отрезку долины р. Косью в предгорьях. Картируемые неоген-четвертичные подразделения территориально развиты как в пределах Предуральской СФЗ (северо-западная часть листа с абс. отм. менее 200 м) и западной подзоны Уральской СФЗ (западный склон), так и в восточной подзоне Уральской СФЗ - восточный склон Урала.

Неогеновая система – четвертичная система

Элювиальные образования (eN-Q) развиты на вершинах горных хребтов и массивов в пределах уплощенных площадок - фрагментов древних уровней выравнивания. Являются продуктом физической дезинтеграции коренных пород и MZ-KZ кор выветривания каолинит-гидрослюдистого профиля. Представлены глыбово-щебнистым материалом с суглинисто-супесчаным или глинисто-суглинистым цементом. На соседней к востоку территории в пределах аналогичных фрагментов поверхности пенеплена, на водоразделе хребта Росомаха (г.Лапча, точки опробования на абс.отм. 1130м, 1200м и 1330м) из этих образований выделены по заключению Н.Ю. Аникиной (авторские данные, 1998, 1999г) пыльцевые спектры, которые характеризуют лесной тип растительности позднего миоцена с преобладанием сем. Pinaceae (*Picea tobolica* - 8-27%, *Pinus sibirica* – 2-13%, *P. silvestris* - 1-9%), Betulaceae (*Betula ex. sect. Albae* - 16-30%, *Alnus* -1-6%, *Corylus* - 5-15%). Широколиственные породы принимают еще постоянное участие в формировании ландшафтов – это *Carpinus* - 1-3%, *Quercus* - 2%, *Castanea* - 1-3%, *Castanopsis* - 1-2%, *Carya* - 1-3%, *Myrica* –1-3%, единично *Juglans*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Hamamelis*, *Acer*, *Comptonia*, *Taxodiaceae*. Пыльца травянистых: разнотравье – 2-16%, маревые сем. *Chenopodiaceae* - 1-3%, сложноцветные сем. *Compositae*- 1%, гвоздичные сем. *Caryophyllaceae* - ед-но, гречишные сем. *Polygonaceae* – 2-10%, зонтичные сем. *Umbeliferae* - 1-2%. Спорная часть спектра представлена папоротниками сем. *Polypodiaceae* – 4-13%, меньше сфагновых мхов сем. *Sphagnaceae* - 1-8% и плаунов сем. *Lycopodiaceae* - 2-5% и единичные бабанцовые сем. *Huperziaceae*.

Подобные спорово - пыльцевые спектры описаны для средне-верхне миоценовых отложений таволжанского горизонта Обь - Иртышского междуречья Западно- Сибирской низменности.

На основании идентичности геоморфологического положения элювиальных образований территории листа и элювиальных образований хребтов Росомаха, Малдынырд, нижний возрастной предел для них определяется как миоценовый. Возраст образований в целом – неоген-плейстоценовый. Петрографический состав – местные породы. Мощность – до 3-5м.

Элювиально-делювиальные образования (edN-Q) развиты на фрагментах MZ-KZ поверхностей выравнивания как в горной, так и предгорной частях территории, слабо переработанных денудационными, нивальными, экзарационными процессами в позднекайнозойское время. Состав преимущественно глыбово-щебнисто-суглинистый, супесчаный. Петрографический состав обломочного материала – местные породы. В соответствии с данными смежных площадей, где на хребте Малдынырд (район оз.Грубепендиты, точки опробования на абс.отм. 1190м, из этих образований выделены по заключению Н.Ю. Аникиной (авторские данные, 1999г) пыльцевые спектры аналогичные спектрам для элювиальных образований, а так же положению в разрезе, возраст элювиально-делювиальных образований определяется как неоген-плейстоценовый. Мощность до 3-5м.

Плиоцен – среднее звено неоплейстоцена

Аллювиально-морские и ледово-морские отложения плиоцен-среднеплейстоценового возраста имеют значительное распространение на данной территории.

Аллювиально-морские и ледово-морские отложения нерасчлененные (am, gm N₂-II)³ плиоцен-среднеплейстоценового возраста являются аналогом большеземельского комплекса соседних, более северных площадей. Образования распространены в пределах Предуральской СФЗ и западной подзоны Уральской СФЗ и наблюдаются как в межгорных депрессиях, так и вне горной системы в предгорной части площади. Залегают на палеозойских, протерозойских породах и элювиально-делювиальных отложениях (edN-Q). Перекрываются преимущественно ледниковыми (gIIvn; gIIIhn) и водно-ледниковыми (fIIvn; fIIIhn) образованиями вангерьюского и ханмейского оледенений.

В межгорных депрессиях они выполняют переуглубленные врезы крупных долин (Косью, Вангыр, Б. Паток и др.) и составляют значительный объем кайнозойского чехла “террасоувалов” у подножий горных хребтов. По данным поискового бурения в центральной части гор [89] мощности осадков в таких переуглубленных долинах превышают 60 метров. Разрез их идентичен аналогичным разрезам смежных районов, где палеодолины с двумя-тремя разобщенными врезами и маркирующей толщей глин над базальной частью переуглублений детально разбурены и изучены в ходе съемочных, поисково-разведочных и тематических работ [136, 120]. Для территории листа (по материалам бурения и геофизическим данным) в основаниях переуглублений фиксируется от одного до трех врезов [131, 89, 135]. Выполняющие их осадки представляют собой серию циклично построенных тел. Уверенно выделяются два цикла осадков. Первый представлен в нижней части песчаной толщей с валунами, глыбами мощностью более 10м (буровые профили 80, 2300 [89]). На глубинах от 15

³ Примечание редактора.

По мнению эксперта НРС Б.А. Борисова отложения плиоцена – среднего неоплейстоцена скорее всего являются ледниковыми ранне-среднеплейстоценового возраста, а обнаруженная в них морская фауна связана с переотложением

до 50 метров и более песчаные отложения перекрываются толщей (мощностью до 20-25 м и более) глинистых, суглинисто-супесчаных осадков с грубообломочной составляющей. Кровля глинистого разреза наблюдается на глубинах от 5 до 50 метров и более (буровые профили 40; 80; 2265 [89]). Образования второго цикла перекрывают глинистую толщу и представлены в основании песчаными, галечно-песчаными с валунами отложениями мощностью 10-50 м и более. Вверх по разрезу последние сменяются глинисто-песчаными, суглинисто-песчаными разностями с галькой и валунами. Мощность до 10-20 м.

В районе устья р.Манараги, в обрывистом борту межгорной долины р. Косью, на абс. отм. 435 м под валунными отложениями с суглинисто-галечно-гравийным заполнителем (линзующимся на суглинистую и гравийно-галечную составляющие), по авторским данным, наблюдается пачка косослоистых неравномерно глинистых песков с фауной фораминифер (определения Л.А.Тверской, 1999 г.), залегающая на коренных породах. Пески прослоями от слабо глинистых до глинистых и от алевритистых до крупнозернистых с гравием и галькой. В наиболее грубых разностях наблюдаются интенсивно выветрелые мелкие глыбы. В западинах коренного ложа пачка сменяется глыбовым горизонтом с примесью хорошо окатанных гальки и валунов (15%). Заполнителем является песок слабоглинистый. Определены «песчаные» фораминиферы. Видовой состав бедный – *Psammospaera* sp.; *Saccamina* sp. (aff. *sphaerica* (Brady)); *Sorosphaera* sp. В двух метрах выше обнажения, под почвенно-растительным слоем в алевритах глинистых с примесью песка, гравия и гальки определена *Jrochammina nana* (Brady). Палеомагнитная характеристика этого разреза, по определению В.В. Кочегуры, ВСЕГЕИ, 1999 г. (авторские данные) – стабильная прямая намагниченность. Ниже по правому борту долины в ряде точек в галечных гравийниках с примесью слабоглинистого и глинистого песка встречены проблематичные остатки, похожие на *Sorosphaera* sp. Выше устья р.Манараги по правому борту межгорной долины в толще песков обнаружен неопределимый обломок створки раковины (пелиципода?) (заключение Л.А.Тверской, 1999 г., авторские данные). В последнем случае песчаная толща охарактеризована стабильной прямой намагниченностью (В.В. Кочегура, ВСЕГЕИ, 1999 г., авторские данные).

Песчаная и глинистая толщи первого цикла осадков из оснований переуглублений коррелируется с песками санавожской толщи и ледово-морскими глинами падимейской серии верхнего плиоцена изученным в межгорной долине р. Пелингичей [84] и также как в разрезе р.Косью, содержащим раковины фораминифер. Отложения верхнего цикла переуглублений соответствуют аллювиально-морской водетыйской толще нижнего-среднего неоплейтоцена, либо аллювиально-морским и ледово-морским осадкам устьсивьягинской толщи и роговской серии. Ограниченность имеющихся на сегодня данных позволяет рассматривать плиоцен-

среднеплейстоценовые отложения межгорных депрессий площади только как нерасчлененные.

На соседней к востоку территории аналогичные породы в схожей геоморфологической ситуации наблюдались в межгорной долине р.Хобею в ряде разрезов на абс.отм более 400 м. По заключению Кочегуры В.В., ВСЕГЕИ, 1999г., породы этих разрезов «сформировались до ортохрона обратной магнитной полярности Матуяма». Что подтверждает развитие в районе осадков неогенового времени в основаниях переуглубленных долин.

Вне горной системы рассматриваемые отложения картируются в эрозионных окнах сформировавшихся при деградации вангерьюского оледенения на междуречье Косью-Вангыр, правобережье р.Косью и в бортах долин крупных рек площади. В береговых обрывах р. Косью (абс.отм. 140-150 м) наблюдаются выходы протяженностью 30-40 м [17], где в синевато-серых суглинках встречена фауна фораминифер (определение Е.К. Лозинской, 1982 г.) *Protonina dis-fugiformis* (Brady), найдены спикулы губок и диатомовые водоросли типа *Cyclotella* sp., *Melosira*. Мощность нерасчлененных плиоцен-среднеплейстоценовых отложений – более 60 метров.

Северо-сосвинский комплекс (?). Аллювиально-морские и ледово-морские отложения нерасчленённые (am, gmN₂-I_{ss}?) выделяются предположительно в предгорной части восточной подзоны Уральской СФЗ на основании геоморфологической и геологической корреляции с сопряженными с востока территориями, где фиордовые отложения прослежены [11] от р. Манья до верховьев р. Хобею. В ходе ГДП-200 листа Q-41-XXV (В.Н. Иванов, работы незавершены) по палеомагнитным исследованиям соответствующих глин и песков определено для ряда разрезов, что осадконакопление происходило до ортохрона Матуяма (авторские данные, определение В.В. Кочегуры, 1999 г.). На площади листа эти отложения картируются фрагментарно на водоразделе и по бортам долин р.р.Манья и Парнук. На границе гор и предгорий по правому борту долины р.Парнук (район Базы Парнук), по данным В.В. Орлянского, для буровато-серых глинистых алевритов и песков с галькой, определены по методу Стадникова условия осадконакопления в морской воде (определение Никаноровой Н.И., 1998 г.). Нерасчлененные отложения комплекса представлены преимущественно песками, гравийными песками, глинами с примесью гравия и гальки, суглинками. Предположительная мощность – до 60 м.

Четвертичная система.

Континентальные отложения четвертичного возраста имеют широкое распространение и представлены склоновыми, озерно-болотными, ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и флювиогляциально-аллювиальными образованиями.

Среднее звено неоплейстоцена

Вангерьюская морена (gIIvn) широко развита в северо-западной и юго-восточной частях территории листа. Прослеживается на значительных площадях в предгорьях и низкогорьях, слагая днище и склоны Индысейской структурно-денудационной депрессии и небольшие мусоры в предгорьях (междуречье Ягиней-Войвож-Сыня и др.). Представлена буровато-серыми супесями и суглинками, неравномерно песчанистыми, с галькой (15-25%) и валунами (до 20%) разнообразных осадочных и магматических пород. Преобладают кварцитовидные песчаники и кварциты. Образования вангерьюской морены перекрывают аллювиально-морские и ледово-морские отложения плиоцен-среднеплейстоценового возраста (am, gmN₂-I). На основании геоморфологического положения и литолого-фациального сходства с мореной смежных районов, где наблюдается вложение в моренные поля комплекса речных террас до четырех надпойменных уровней и, в соответствии со стратиграфической схемой [84], возраст морены устанавливается как среднеплейстоценовый. Мощность морены крайне неравномерна – от первых метров для полей развития основной морены, до 25-30 м и более на участках грядово-холмистого конечноморенного рельефа (истоки руч. Тырбылью и др.).

Вангерьюский флювиогляциал (fIIvn) широко развит в предгорьях северо-западной части листа и, фрагментарно, на склонах Индысейской межгорной депрессии. Перекрывает вангерьюскую морену (gIIvn). Представлен песчаным, песчано-галечным, галечным материалом хорошо сортированным, многослойным. Мощности слоев (от первых сантиметров до метров) изменяются по простиранию в десятки раз. Характерно наличие слоев косослоистых песков мощностью до 5-6 м [135]. Петрографический состав крупнообломочного материала – местные породы. Геоморфологическая сопряженность с вангерьюской мореной позволяет относить соответствующий флювиогляциал к среднему неоплейстоцену. Мощность, по геолого-геоморфологическим данным, превышает 16-20 м.

Верхнее звено неоплейстоцена

Ханмейский горизонт

Ханмейская морена (gIIIhn) широко развита на нижних и средних отрезках крупных троговых долин и междуречьях выше абс. отм. 250 м (р. Косью), 280 м (р. Вангыр). Представлена несортированным глыбово-щебнистым материалом с суглинками, супесями, песками, галькой и валунами. Крупнообломочного материала – 30-50%. Петрографический состав местный [99]. Наблюдается увеличение песчаности моренных отложений и содержания в них крупнообломочного материала при приближении к предгорной части. Ханмейская морена перекрывает

вангерьюские флювиогляциал и морену ($f, g\Pi v n$). Споро-пыльцевые спектры отражают тундрово-лесотундровый тип растительности верхнечетвертичного возраста. Возраст морены определяется, как соответствующий ханмейскому горизонту, на основании климатостратиграфического расчленения образований плейстоцена с учетом геоморфологического положения зоны соответствующих моренных гряд ниже моренных зон карового (gH), полярноуральского ($g\Pi p u$) оледенений и выше конечноморенных форм вангерьюского оледенения. Наблюдается вложение в поля развития ханмейской морены двух уровней аллювиальных надпойменных террас. По геоморфологическим данным мощность ханмейской морены – до 30 м и более (р. Вангыр).

Ханмейский флювиогляциал ($f\Pi\Pi h n$) наиболее широко развит в долинах р.р. Косью, Вангыр, Индысей. Типичный разрез представлен [99] плохо сортированными гравийно-галечно-валунными (до 80%) отложениями, сцементированными супесью. Данные отложения перекрывают ханмейскую морену. Прослеживаются фациальные переходы ханмейского флювиогляциала в ханмейские флювиогляциально-аллювиальные отложения – долинный флювиогляциал ($fa\Pi\Pi h n$). Вложено два уровня аллювиальных надпойменных террас. Петрографический состав – местные породы. Фациальная связь флювиогляциала с ханмейской мореной позволяет определить возрастную принадлежность к ханмейскому горизонту позднего неоплейстоцена. Мощность до 15-20 м [99].

Ханмейские флювиогляциально-аллювиальные отложения ($fa\Pi\Pi h n$) широко развиты в долинах р.р. Вангыр, Косью, где выполняют либо один пологонаклонный (р. Вангыр, высотой от 10 м до 15-18 м), либо несколько (р. Косью выше устья р. Индысей, высоты: 10-18 м, 15-25 м, 20-35 м, до 25-40 м) смежных террасовидных уровней. По р. Косью, выше устья р. Капканвож, наблюдается серия террасовидных фрагментов высотой 12-18 м. Формирование ханмейских флювиогляциально-аллювиальных отложений происходило на этапе деградации ханмейского оледенения. Представлены они переслаиванием валунно-гравийно-песчаного (с песчаным, супесчаным цементом) и песчаного, супесчаного материала [120]. Петрографический состав обломков – местные породы. Отложения одновозрастны с осадками ханмейского флювиогляциала. Мощность более 15-20 м.

Печоргородский аллювий ($a^3\Pi p g$) выполняет аккумулятивную часть цокольной третьей надпойменной террасы относительной высотой 15-18 м в пределах Предуральской СФЗ. По полевым наблюдениям и геоморфологическим данным [135, 120] он уверенно выделяется у западной рамки листа в долине р. Косью, где вскрыт серией горных выработок [135]. Аллювий представлен валунно-гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем. Петрографический состав грубообломочного материала – местные породы. Возраст установлен на основании геоморфологического положения и литолого-фациального сходства с аллювием террас

смежных районов [84]. Мощность до 5-10 метров.

Хальмерьинский аллювий (a^3IIIhm) – аллювий третьей надпойменной террасы восточной подзоны Уральской СФЗ, имеющей относительную высоту 13-16 м, наблюдается у юго-восточной рамки листа в долине р. Манья. В основании разреза представлен галечниками; галечно-песчаными с валунами отложениями, выше сменяющимися супесями и песками гумусированными, иногда торфянистыми. Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения и литолого-фациального сходства с аллювием аналогичных высоких террас смежных территорий и в соответствии со стратиграфической схемой [84] отвечает ханмейскому горизонту позднего неоплейстоцена. Мощность до 12-14 м.

Невьянский горизонт

Лодминский аллювий (a^2IIIld) выполняет вторые надпойменные террасы высотой 8-10, до 12 м в пределах Предуральской СФЗ и западной подзоны Уральской СФЗ. Прослеживается по долинам главных водотоков до полей развития полярно-уральских морены и флювиогляциала ($g,fIIIpu$). В районах развития конечных морен ханмейского палеоледника по р.р. Косью и Вангыр, наблюдаются многочисленные протяженные вложения (замещения в плане) террас сложенных лодминским аллювием (a^2IIIld) в высокие террасовидные уровни, выполненные ханмейскими флювиогляциально-аллювиальными образованиями ($faIIIhn$). Аллювий имеет литологически более сложное строение вблизи и в пределах районов развития ханмейских образований и более простое при удалении от этих районов [135]. Аллювий представлен галечно-гравийными и валунно-гравийно-галечными отложениями с песчаным, супесчаным заполнителем. Петрографический состав соответствует местным породам. Аллювий охарактеризован (правобережье руч. Юнковож) наиболее «теплыми» из поздненеоплейстоценовых палинологических спектров региона, отражающими таежный тип растительности (опр. Н.Ю. Аникиной, 1999 г., авторские данные). В спектрах преобладающая роль принадлежит пыльце древесных – 64%; спорам папоротников, плаунов, мхов – 18-28% и малая роль – пыльце трав – 8-18%. По гипсометрическому положению и наличию характерных споро-пыльцевых спектров лодминский аллювий, в соответствии со стратиграфической схемой [84], отнесен к невьянскому горизонту верхнего неоплейстоцена. Мощность более 15 м [131] в районах развития ханмейских образований и 8 м [135] на удалении от этих районов.

Тынаготский аллювий (a^2IIItn) – отложения второй надпойменной террасы с относительной высотой 9-11 м в пределах восточной подзоны Уральской СФЗ прослеживаются в долине р. Манья. Представлен, большей частью, галечником с валунами, иногда с линзами песков. Перекрывающая пачка слоистых супесей пойменной фации развита фрагментарно. По аналогии со

смежными площадями возраст образований отвечает невьянскому горизонту позднего неоплейстоцена. Мощность до 10 м.

Полярноуральский горизонт

Полярноуральская морена (gIIIpu) является мореной карово-долинного оледенения и широко развита в зоне гор выше абс. отм. 400-420 м. Представлена [89] буровато-серыми суглинками, супесями, содержащими валуны и глыбы до 40% и до 30-40% щебня, дресвы, гальки. Состав грубообломочного материала – исключительно местные породы. Полярноуральская морена перекрывает ханмейские морену и флювиогляциал (f,gIIIhn). Споро-пыльцевые спектры (руч. Моренный) отражают тундрово-лесотундровый тип растительности (авторские данные, определения Н.Ю. Аникиной, 1999 г.). На основании геоморфологического положения и развития в пределах моренных полей только одного надпойменного аллювиального уровня возраст морены принят соответствующим полярноуральскому горизонту позднего неоплейстоцена. Мощность до 30 м и более [89].

Полярноуральский флювиогляциал (fIIIpu) широко развит в верхних и средних отрезках горных долин и во многих случаях слагает конуса выноса (шлейфы) из устьев каров, нивально-экзарационных ниш полярноуральского времени формирования.. Фациально переходит в аллювий первой надпойменной террасы, относительно которой выполняет аномально высокие, часто террасированные поверхности. Представлен плохо сортированным, плохо окатанным щебнисто-дресвяным материалом с песчано-глинистым заполнителем. Петрографический состав обломочного материала – местные породы. По данным авторов, характерные палиноспектры отражают растительность холодных каменистых тундр или арктических горных пустынь (определения Н.Ю. Аникиной, 1999 г.). Возраст флювиогляциальных образований, так же как и сопряженной морены, принят соответствующим полярноуральскому горизонту. Мощность отложений более 10 м.

Аллювий первой надпойменной террасы (a¹IIIpu) развит в долинах всех крупных водотоков. Выполняет надпойменный уровень высотой 4-6 м. В ряде случаев он наблюдается в пределах полей развития полярно-уральской морены (р. Манарага; руч. Ломесьвож). Представлен валунно-галечными отложениями с гравием и песчано-супесчаным цементом. Окатанность и сортировка материала ухудшаются при приближении к полям развития полярноуральского флювиогляциала (fIIIpu). Петрографический состав обусловлен дезинтеграцией местных пород. Палинологические спектры разреза террасы свидетельствуют: для нижней части – о распространении березово-лесных ландшафтов; для верхней – о развитии тундрово-степных ландшафтов эпохи похолодания [125]. Геоморфологическая позиция, в соответствии с серийной легендой

[84], позволяет отнести возраст данных образований к полярноуральскому горизонту. Мощность до 10-15 м.

Хулгинский аллювий (a^1III_{hg}) – аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (относительная высота 5-7 м) в пределах восточной подзоны Уральской СФЗ. Прослеживаются по долинам рек Манья, Парнук. Базальный слой разреза террасы представлен галечниками с палеопочвенным горизонтом в кровле. Выше – пачка песков, алевритов, супесей с единичными валунами и галькой. Возраст, на основании геоморфологического положения и в соответствии со стратиграфической схемой [84], соответствует полярноуральскому горизонту позднего неоплейстоцена. Мощность до 7 м.

Среднее звено неоплейстоцена – голоцен.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные ($c, drII-H$) развиты очень широко на крутых склонах горных хребтов, сформированных в результате экзарационной деятельности неоплейстоценовых ледников. Представлены глыбами, щебнем, дресвой с суглинистым, супесчаным заполнителем. Петрографический состав – местные породы. Возраст определяется по геоморфологическому положению: отложения сопряжены с экзарационным рельефом, сформировавшимся в течение среднего неоплейстоцена-голоцена. Мощность до 3 м.

Элювиально-делювиальные образования ($edII-H$) развиты на эрозионных склонах долины р. Косью в северо-западной части площади и эрозионных, экзарационных склонах в горной части. Состав преимущественно глыбово-щебнистый. Петрографический состав обломочного материала – местные палеозойские и верхне протерозойские породы. Мощность до 1-3 м.

Верхнее звено неоплейстоцена – голоцен

Озерно-болотные отложения ($IbIII-H$) картируются в предгорной части на северо-западе территории. Представлены супесями, глинистыми алевритами, ленточными глинами с прослоями и слоями торфа. С наибольшей интенсивностью процесс формирования отложений проходил в начале верхнего неоплейстоцена – времени, когда после деградации вангерьюских ледовых полей возникло множество остаточных озер. Осадки продолжают формироваться и в настоящее время. Мощность до 10 м.

Голоцен

Морена карового (реликтового) оледенения (gH). Отложения развиты в горной части, выше абс. отм. 700 м. Приурочены, в большинстве случаев, к днищам и приустьевым частям каров, нивально-экзарационных ниш. Для моренных образований характерна свежесть форм

рельефа. Представлены отложения глыбами, щебнем (60-70%) с суглинистым заполнителем. Накопление осадков происходит и в настоящее время (ледники Григорьева, Рихтера, Манарага, Маньхобе и др.). Мощность морены до 15-20 м [77].

Флювиогляциал карового оледенения (fH) слагает шлейфы, часто врезанные в морену современных ледников. Отложения представлены глыбами, щебнем с супесчаным и песчаным заполнителем. Осадки продолжают формироваться и в настоящее время. Мощность до 5-10 м.

Аллювий русла и пойм (aH) широко развит в долинах рек, ручьев и представлен валунно-галечными отложениями русла и песчано-гравийными, песчано-гравийно-галечными отложениями (для пойм). Характерны относительные превышения: верхняя пойма – от 1 до 2,5 м, нижняя – до 0,5 м. Аллювиальные отложения русла и пойм продолжают формироваться и в настоящее время. Мощность до 12 м [77].

3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования, представленные в пределах территории листа Q-40-XXX, имеют возраст от позднерифейского до раннеордовикского. За исключением раннеордовикского леквожского гипабиссального долеритового комплекса, получившего развитие в Западноуральской мегазоне, все они пространственно относятся к Центральноуральской мегазоне. Позднерифейские-ранневендские интрузии представлены саблегорскими субвулканическими образованиями (субвулканическая фация саблегорского базальт-риолитового комплекса и двумя гипабиссальными комплексами: парнукским диорит-габбровым ($\delta-vV_{1p}$) и сивьягинско-манарагским монцит-габбровым ($\mu-vV_{1s}$); поздневендские – лаптопайскими субвулканическими образованиями; поздневендско-раннекембрийские – сальнерско-маньхамбовским гранит-лейкогранитовым комплексом ($\gamma-l\gamma V_2-C_{1sl}$); раннекембрийские – малопатокским долеритовым (βC_{1m}), а позднекембрийские – сивьягинским пикритовым (ωC_3s) гипабиссальными комплексами. Все интрузивные образования Центральноуральской мегазоны, исключая сивьягинский пикритовый комплекс, были сформированы в байкальский тектоно-магматический этап. Становление сивьягинского и леквожского комплексов происходило в каледоно-герцинский тектоно-магматический этап.

Интрузии байкальского тектоно-магматического этапа

Позднерифейские-ранневендские интрузии

Саблегорские субвулканические образования (λRF_3-V_{1sb}). Представляют собой субвулк-

каническую фацию одноимённого базальт-риолитового вулканического комплекса, покровная, фация которого входит в состав саблегорской свиты. Раньше эти вулканиды рассматривались в составе малдинского риодацит-риолитового [9] и саблегорского базальт-трахибазальтового вулканических комплексов [92]. Вулканиды основного, реже среднего составов представляют собой первую фазу комплекса, кислого – вторую.

Первая фаза. Саблегорские субвулканические образования первой фазы в пределах рассматриваемой территории развиты крайне ограниченно. На сопредельной с юга площади [92] они представлены дайками и sillами долеритов, габбродолеритов, монцогаббро-порфиритов, монцодиорит-порфиритов. Отвечающие им покровные образования, среди которых преобладают основные вулканиды, входящие в состав саблегорской свиты, рассмотрены при её описании, где приведены условия их образования и петрографические особенности. Ниже приводится только их петрохимическая характеристика.

Средний химический состав покровных образований первой фазы приведён в Прил.4. По содержанию SiO_2 (49,97%) и сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,08\%$) он отвечает базальту, по величине коэффициента глинозёмистости ($a' = 1,02$) – располагается на линии раздела умеренно-глинозёмистых и высокоглинозёмистых пород. Коэффициент фемичности ($f' = 18$) указывает на то, что породы относятся к мезократовым разностям. Для них характерно весьма низкое отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 = 0,11$, что вызвано низкими, в целом, содержаниями K_2O . Фигуративные точки составов этих пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ располагаются в пределах полей семейств базальтов, умеренно-щелочных базальтов – трахибазальтов, редко андезитов. По отношению щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 17,5$) средний состав характеризуется натриевым типом щёлочности, как и отдельные анализы, за исключением трахибазальтов, имеющих калиево-натриевый тип щёлочности.

По данным спектрального полуколичественного анализа (Прил. 5) породы основного состава первой фазы саблегорского комплекса, как и все вулканиды площади, характеризуются очень низкими содержаниями Ba и Sr, кларк концентрации этих элементов, соответственно, 0,1 и 0,3 вышекларковыми содержаниями Rb и Be, кларки концентрации которых равняются, соответственно, 1,7 и 1,8.

Выводы о геохимической специализации пород первой фазы комплекса только по данным для покровных образований не корректны. С учётом данных по сопредельной площади [92], где широко представлены субвулканические образования основного состава, среди которых довольно широко развиты в той или иной степени расслоенные интрузии, можно говорить о специализации наиболее меланократовых разностей на медь, никель, хром, кобальт. Для покровных образований рассматриваемой площади эта специализация не проявлена.

Вторая фаза. Субвулканические интрузии кислого состава представлены риолитами и умеренно-щелочными риолитами с порфировой и фельзитовой структурами. Риолиты с порфировой структурой являются наиболее распространённой петрографической разностью, ими сложены наиболее крупные интрузии междуречья Вангыра и Хароты. Макроскопически это породы зеленовато-серого, бледно-зелёного, жёлто-зелёного цветов, нередко серые, светло-серые, светло-серые с лиловым оттенком. Некоторые разности имеют ярко выраженный лиловый оттенок, вплоть до приобретения породой лилового или кирпично-красного цвета, обусловленного примесью тонкодисперсного гематита.

Текстура пород преимущественно сланцеватая, наследующая флюиальность, реже массивная. Структуры порфировые, гломеропорфировые, основной массы – микролитовые, микролит-фельзитовые.

Порфировые выделения представлены таблицами плагиоклаза размером от 0,5 мм до 3-5 мм и вкрапленниками кварца овальной изометричной формы тех же размеров. Количество вкрапленников колеблется от первых процентов до 25%. Соотношение их состава изменчиво. В одних случаях преобладает плагиоклаз, в других – кварц. Иногда плагиоклаз образует гломеропорфировые сростки, в большинстве случаев нацело альбитизирован, слабо серицитизирован. Отмечается катаклаз вкрапленников. Трещины выполнены кварцем, альбитом, серицитом.

Риолиты состоят из альбита – 40-45%, кварца – 30-35%, серицита – от 5 до 15-25% в изменённых разностях, единичных зёрен апатита, циркона, лейкоксена, ильменита, эпидота. В хлоритизированных разностях содержание хлорита достигает 5-7%.

Основная масса пород перекристаллизована и представляет собой тонкокристаллический серицит-кварц-альбитовый агрегат. Размер зёрен 0,01-0,05 мм. Чешуйки серицита обычно ориентированы субпараллельно, подчёркивают сланцеватую текстуру. Отмечаются субпризматические кристаллы апатита размером 0,01-0,1 мм, циркона (0,02-0,05 мм). Хлорит образует струйчатые и гнездовидные скопления. Редко отмечаются скопления землистого эпидота размером от 0,04 до 0,2 мм. Окварцевание проявлено в виде мелких гнёзд и прерывистых прожилков мощностью от 0,1 до 0,4 мм, в некоторых случаях новообразованный кварц составляет до 25% объёма породы. Отмечаются угловатые зёрна лейкоксенизированного ильменита размером от 0,8 до 0,5 мм, значительные выделения халькопирита размером от 0,1 до 0,5.

Средний химический состав субвулканических образований кислого состава приведён в Прил. 6. Фигуративные точки химических составов этих пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ располагаются в полях семейств риолитов, трахириолитов, реже риодацитов, трахириодацитов. Средний состав по величине $\text{SiO}_2 = 74,82\%$ и сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,21\%$ на этой диаграмме попадает в поле семейства риолитов. Отношение щелочей меняется в

широких пределах (от 0,3 до 24,1), по этому параметру породы относятся к натриевой, калиево-натриевой и калиевой сериям. Средний состав отвечает калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,2$). По величине коэффициента глинозёмистости фигуративные точки попадают исключительно в пределы поля весьма высокоглинозёмистых пород. Колебания al' от 1,8 до 13,4. Средний состав имеет величину этого параметра равную 6,6. На классификационной диаграмме фигуративные точки риолитов саблегорского комплекса и гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса занимают одни и те же поля.

Средние содержания малых элементов в субвулканических образованиях кислого состава приведены в Прил. 7. Аномально низкими являются кларки концентраций Sr и Ba – соответственно 0,1 и 0,2, что характерно для всех магматических пород площади – как кислого, так и основного составов. Приближается к кларку содержание Ni (кларк концентрации – 0,85). Содержания Zn равны кларку. Выше кларков находятся содержания Cr (1,3), Sn (1,2), Pb (5,0).

Сравнительный анализ содержаний малых элементов в риолитах саблегорского и гранитах сальнерско-маньхамбовского комплексов показал сходство их по большинству элементов. Группы элементов, приведённые выше и образованные по сходству величин кларков концентраций для риолитов, характерны и для гранитов, которые в той же степени характеризуются аномально низкими содержаниями Sr и Ba, вышекларковыми содержаниями Cr и Sn. Для риолитов и гранитов кларки концентрации Ni (0,85-0,9), Co и Ti (0,3-0,4) находятся на одном уровне. Отличие гранитов от риолитов проявляется в содержании Pb. В гранитах свинца не только значительно меньше чем в риолитах, но содержание его ниже кларка. Это в менее явной форме относится и к Zn. Характерной особенностью пород кислого состава саблегорского и сальнерско-маньхамбовского комплексов является повышенное содержание Cr.

Покровные образования кислого состава саблегорского комплекса имеют явно выраженный металлогенический облик, определяемый повышенными содержаниями редких земель, особенно в красноцветных разностях, а также приуроченностью к их кровле марганцевого оруденения эффузивно-кремнистой формации.

Анализ петрохимических и геохимических данных с учётом геологической позиции риолитов, взаимоотношения субвулканических образований с вмещающими породами позднерифейско-вендского и с отложениями палеозойского возраста, а также с магматическими образованиями, позволяет сделать выводы относительно формационной принадлежности и возрасте проявления риолитового магматизма.

Преыдущими исследованиями [9, 15, 92] была установлена или подтверждена пространственная и генетическая связь вулканитов кислого состава с гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса. Близость химических составов гранитов и риолитов не вызывает

сомнений (петрогеохимическая характеристика первых приведена ниже). Краевая фация ряда гранитных массивов по текстурно-структурным особенностям сходна с субвулканическими образованиями кислого состава. Основываясь на этих данных, риолиты и граниты можно рассматривать как вулкано-интрузивную, вулкано-плутоническую гранит-риолитовую ассоциацию, составляющие которой являются производными дацитов, риолитовой магмы, формирующей адамеллит-гранитные, гранит-лейкогранитовые и риолитовые формации с бимодальным (69-72% и 74-76%) распределением SiO_2 . Проявление магматизма этого типа характерно для областей с корой высокой степени зрелости на стадиях орогенной активизации⁴. Для проявлений кислого магматизма этих формаций характерна редкометальная специализация. В пользу этого говорят акцессорные минералы риолитов, среди которых отмечаются касситерит и молибденит и наличие механических потоков рассеяния шеелита (руч. Каскад, Вангырский массив) вблизи интрузий комагматичных им гранитов и в их приконтактных частях. На соседних площадях известны рудопроявления молибдена и вольфрама, связанные с гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Следует также отметить, что вулканы кислого и основного составов, объединяемые в саблегорский базальт-риолитовый вулканический комплекс, представляют собой разные генетические серии. Их объединяет близкий геологический возраст и тесная пространственная ассоциация на уровне становления тел, обусловленная наличием общих магмоподводящих структур.

Вулканы первой фазы саблегорского комплекса по целому ряду признаков наиболее близки к базальт-трахибазальтовой формации, а риолиты второй фазы – к риолитовой. Их вместе следует рассматривать в составе контрастной базальт-риолитовой ассоциации.

Возраст субвулканических образований саблегорского комплекса определяется положением отвечающих им покровных образований в составе саблегорской свиты, обоснование возраста которой приведено при её характеристике.

Ранневендские интрузии

Парнукский комплекс диорит-габбровый гипабиссальный (vV_{1p} , $v\delta V_{1p}$, δV_{1p} , $\mu\delta V_{1p}$). В пределах рассматриваемой территории представлен довольно крупным (60 км²) Парнукским массивом (4), расположенными южнее небольшой (3,7 км²) интрузией и серией более мелких тел. Кроме того, образования его развиты в пределах Неройско-Патокского массива (2), который сложен преимущественно гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса. Парнукский комплекс проявлен в одной фазе. Петротип – Парнукский массив.

⁴ Примечание редактора.

С точки зрения современных геодинамических представлений данная риолит-гранитовая ассоциация наиболее близка к наложенным вулкано-плутоническим поясам на коре континентального типа.

Парнукский массив. Расположен в истоках рек Вангыр, Мань-Хобе-Ю, Парнук, имеет линзовидную форму, вытянут в северо-восточном направлении на 18 км, при ширине 6 км. Массив залегает преимущественно согласно с вмещающими отложениями пуйвинской и мороинской свит. Линия контакта в плане плавная, на отдельных участках слабоизвилистая, извилистая. Секущие контакты характерны для северо-восточного и юго-западного окончаний массива. Падение поверхности контакта крутое (60-80°) на восток, юго-восток.

Массив пространственно совмещён с хорошо выраженной близизометричной, несколько вытянутой в северо-восточном направлении гравитационной аномалией с максимальными для площади значениями до +12 мГл и с не менее хорошо выраженной, на фоне отрицательного магнитного поля, резкоградиентной положительной аномалией до 150 нТл.

Внутреннее строение массива сложное, характеризуется наличием фациального ряда габбро – габбродиорит – диорит (кварцевый диорит). Указанная смена пород происходит в направлении от центра интрузии к контакту с вмещающими породами и к гранитам более позднего сальнерско-маньхамбовского комплекса, представленного в пределах массива. Переходы между породами указанного ряда постепенные, что обусловлено метасоматическим преобразованием габбро под воздействием гранитных интрузий. Соотношение этих пород на современном эрозионном срезе следующее: габбро – 10%, габбродиориты – 40%, диориты (кварцевые диориты) – 50%. Кварцевые диориты развиты преимущественно в зоне контактов. В эндоконтактах габбро, габбродиориты и диориты часто интенсивно рассланцованы, хлоритизированы и амфиболизированы. В южной части массива габбро развиты в виде небольших участков среди амфиболизированных диоритов и кварцевых диоритов. Диориты, кварцевые диориты и габбро этой части массива имеют такситовые, полосчатые текстуры, ярко выраженное непостоянство количественного соотношения минералов. Полосчатость обусловлена чередованием пород разного состава. Основываясь на этих данных, Б.А. Голдин и М.В. Фишман [16] предположили инъекционно-метасоматическую природу кварцевых диоритов, образованных в результате воздействия более поздних гранитов на габброиды.

В экзоконтакте во вмещающих породах проявлены ороговикование, амфиболизация, на контакте с доломитизированными мраморами – скарнирование.

Габбро, габбродиориты, диориты представляют собой зеленовато-серые, серые, до тёмно-серых, породы массивной и гнейсовидной текстуры, мелкокристаллической, реже среднекристаллической структуры, состоят из плагиоклаза, роговой обманки, реже пироксена; для диоритов характерны: увеличение содержания биотита, что обусловлено воздействием более поздних гранитов и более кислый плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, турмалином. Вторичные – актинолитом, хлоритом, биотитом, кварцем, серицитом,

альбитом, кальцитом. По данным Б.А. Голдина и М.В. Фишмана [16], габбродиориты состоят из плагиоклаза (андезина и лабрадора) (65-70%), бурой и зелёной роговой обманки (25-30%), моноклинного пироксена (2-5%).

Автометасоматические изменения пород основного состава выразились в амфиболизации пироксенов, сохранившихся в виде реликтов зёрен. Амфиболизация проходила в несколько стадий. На первой, самой высокотемпературной, стадии происходило замещение моноклинных пироксенов красновато-коричневым амфиболом (керсутитом), затем керсутит замещался зелёной роговой обманкой, а та, в свою очередь, – бледно-зелёным актинолитом. Замещение актинолита хлоритом – частое явление, связанное с более поздними метаморфическими и метасоматическими процессами.

Средний химический состав габбро парнукского комплекса по данным, полученным для рассматриваемой территории, приведён в Прил. 4. С учётом дополнительных данных [92] (Прил. 4) можно говорить о том, что средний состав комплекса отвечает умеренно-щелочному габбро. Подобные породы, занимающие промежуточное положение между породами нормального и щелочного рядов, в данном случае между габбро и эссекситом, рассматриваются как бесфельдшпатоидная разновидность эссексита или, если их относить к классу гипабиссальных пород, – к умеренно-щелочным долеритам, умеренно-щелочным габбродолеритам.

Сравнение среднего химического состава пород парнукского комплекса со средними составами аналогичных разновидностей из субвулканических образований саблегорского комплекса показывает их сходство как по петрогенным окислам (Прил. 4), так и по содержанию малых элементов (Прил. 5).

По геотектонической позиции и ассоциации с другими магматическими формациями (трахибазальтовой и трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой) парнукский комплекс можно отнести к базальт-долеритовой (трапповой) формации, которая пространственно и во времени ассоциирует с указанными выше формациями [27]. В некоторых районах отмечается смена трахибазальтовой формации базальт-долеритовой во времени. Для базальт-долеритовой формации отмечается, особенно в её интрузивной фации, наличие многообразия пород умеренно-щелочного и щелочного рядов.

Трахибазальтовая и трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формации (по [27]), к которым можно отнести вулканы первой фазы саблегорского комплекса, по классификации Ю.А. Кузнецова [25] соответствуют щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формации континентов.

Авторами обеих классификаций признаётся наличие умеренно-щелочных серий как в базальт-долеритовой (трапповой), так и в трахибазальтовой (щелочной оливин-базальтовой) фор-

мациях.

Если учесть, что авторы Классификации магматических формаций СССР [27] отмечают тесное пространственное и временное взаимоотношение комплексов указанных формаций, то возникает ситуация, когда отнесение того или иного комплекса пород к одной из формаций становится неоднозначным.

Таким образом, парнукский комплекс, как и вулканиты первой фазы саблегорского комплекса, может в равной степени относиться как к трахибазальтовой, так и к базальт-долеритовой формациям (названия даны по [27]).

Глубина формирования массивов комплекса незначительна, по текстурно-структурным особенностям пород, слагающих массивы, можно говорить о гипабиссальных условиях.

Средний химический состав комплекса, отвечающий умеренно-щелочному габбродолериту или долериту, геохимически специализирован, по данным приближённо-количественного анализа, на свинец (1,8 кларка), цинк (1,4), ванадий (1,2). Кроме того, по данным количественных определений, отмечается геохимическая специализация его на торий (1,7), рубидий (1,3), литий (1,3).

Таким образом, отмечается явная литофильная геохимическая специализация комплекса (свинец, торий, рубидий, литий, цинк), сочетающаяся с явно пониженными содержаниями таких элементов как никель, титан, хром, медь. Такая нехарактерная геохимическая специализация габброидного комплекса отличает его от габброидных комплексов всех известных формаций, в том числе и трапповой (базальт-долеритовой), и является, по всей видимости, результатом воздействия гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, с интрузиями которого тела габброидов парнукского комплекса пространственно совмещены, образуя, нередко, единые массивы. Это Неройско-Патокский, а также массивы, расположенные за пределами рассматриваемой площади – Малопатокский, Кулемшорский, Патоквожский и ряд других.

Металлогеническая специализация комплекса не проявлена. Имеющиеся повышенные содержания некоторых элементов, отмеченные выше, имеют геохимический уровень и объясняются интрузиями гранитов, как и пространственно совмещённое с телами габброидов вольфрам-молибденовое грейзеново-гидротермальное оруденение штокверкового типа.

Возраст комплекса определяется по геологическим данным как ранневендский. Верхняя возрастная граница обусловлена тем, что габброиды комплекса подвергнуты воздействию гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, для которого имеются определения абсолютного возраста (V_2 - E_1), нижняя – тем, что габброиды прорывают риолиты саблегорской свиты (покровная фация одноимённого комплекса), возраст которых определён уран-свинцовым методом в 642 млн. лет.

Сивьягинско-манарагский комплекс монцонит-габбровый гипабиссальный ($\mu\delta V_{1S}$). Выделен первоначально [9] как габбро-сиенит-монцонитовый. В пределах площади представлен тремя небольшими ($0,2-1,8 \text{ км}^2$) телами монцодиоритов и диоритов, расположенных в верховьях р. Манараги (руч. Олений).

Интрузии прорывают отложения мороинской свиты, представленные серицит-кварц-хлоритовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями мраморов.

В пределах рассматриваемой территории интрузии комплекса из-за малых размеров в физических полях не проявлены.

Форма тел неправильная, общее направление их вытянутости субмеридиональное. Контакты с вмещающими породами резкие, последние ороговикованы, в них отмечаются апофизы монцодиоритов. На контактах с доломитизированными известняками – зоны эпидот-везувиановых и амфиболовых скарнов. Скарнирование наблюдается по северному контакту восточного тела. В связи с интрузиями отмечается эпидотизация, окварцевание. Ширина зоны контактово-изменённых пород не превышает 30-50 м.

Строение интрузий простое, по направлению к контактам отмечается уменьшение зернистости. Дифференциации не наблюдается. Основность диоритов (монцодиоритов) увеличивается от центра тел к краевым частям.

Монцодиориты и диориты (кварцевые диориты) – светло- или тёмно-зелёные среднекристаллические породы массивной текстуры, гипидиоморфнозернистой структуры.

Минеральный состав диоритов: олигоклаз-андезин (85-87%), кварц (5-7 %), биотит (2-3%), роговая обманка (1%) [105]. Биотит, как и роговая обманка, в значительной степени хлоритизирован. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом.

Химические составы диоритов приведены в Прил. 4. По параметру $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,3$ они относятся к калий-натриевой серии, по коэффициенту глинозёмистости ($a_1' = 1,94$) характеризуются как высокоглинозёмистые.

В междуречьи Косью и Ломесьвожа отмечается серия даек монцодиоритов, диоритов, сиенитов. Углы падения даек составляют $60-75^\circ$, падение восточное, юго-восточное.

Диориты, слагающие дайки, состоят из плагиоклаза (77-80%), роговой обманки (20%), хлорита (1-3%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном [105].

Сивьягинско-манарагский комплекс рассматривался выделившими его авторами [9] как гипабиссальный эквивалент лорцемпейского (саблегорского) комплекса, представленный серией пород от габбро до сиенитов и монцонитов. Отмечалось, что эта серия является результатом дифференциации базальтовой магмы. Формирование комплекса в различных районах происходило по-разному. В районе р. Сив-яги (за пределами территории) сформировалась последова-

тельно дифференцированная серия пород, а в районе р. Манараги – контрастная габбро-сиенитовая серия.

Согласно одной из основных классификаций [27], комплекс относится к сиенит-габбровой формации. Согласно классификации Ю.А. Кузнецова [25], его следует рассматривать в составе формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Согласно авторам Карты магматических формаций СССР [24], комплекс принадлежит габбро-монзонит-сиенитовой формации.

Геохимическая специализация комплекса [9] ограничивается бериллием, иттрием, молибденом, серебром, стронцием, барием, цирконием, титаном.

Возраст комплекса определяется по геологическим данным как ранневендский на том основании, что интрузии комплекса прорывают образования мороинской свиты позднерифейского возраста, а на сопредельных территориях – и вулканиты кислого состава саблегорской свиты [92]. Взаимоотношений тел комплекса с геологическими образованиями более молодого возраста не отмечено.

Поздневендские интрузии

Лаптопайские субвулканические образования (βV_2 - ϵ_{1lp} , λV_2 - ϵ_{1lp}). Отвечающие им покровные образования входят в состав лаптопайской свиты. Вулканогенные породы вместе с осадочными образованиями свиты объединяются в лаптопайскую вулканогенно-осадочную ассоциацию. Раньше вулканиты выделялись в одноимённый базальт-трахибазальтовый комплекс.

Покровные образования ассоциации на современном эрозионном уровне в пределах площади представлены только породами основного состава.

Субвулканические образования ассоциации представлены долеритами, габбродолеритами, риодацитами, риолитами.

Субвулканические образования основного состава. Представлены дайками, силлами, малыми интрузиями. Дайки и силлы представляют собой согласные и субсогласные (в плане) с вмещающими породами тела мощностью от долей метра до первых сотен метров, при протяжённости от первых метров до первых километров, сложены долеритами, габбродолеритами, нередко порфировой структуры. Малые интрузии имеют вытянутую в субмеридиональном направлении форму, согласно простиранию вмещающих пород.

Широкое развитие получили межпластовые интрузии долеритов, в том числе и порфировой структуры. Проявлены они в пределах практически всего доордовикского разреза среди отложений хобеинской, мороинской, саблегорской и лаптопайской свит. Существенные по величине выходы пластовых тел основного состава отмечаются в междуречьи Войвож-Сыни и Седью,

Войвож-Сыни и Вангыра, в районе р. Надежд. Ширина выходов на дневную поверхность обусловлена характером залегания. Тело габбродолеритов и долеритов р. Надежд имеет слабо выраженный дискордантный характер залегания по отношению к вмещающим отложениям хобейнской и мороинской свит.

Дайки представляют собой крутопадающие в целом тела, простирающие которых в плане совпадает с направлением складчатых структур площади. Отклонение от субвертикального залегания вызвано характером складчатости, величиной отклонения осевых плоскостей складок от вертикали. Тела занимают в разрезе секущее по отношению к напластованию вмещающих пород положение. Являются, по-видимому, как подводящими каналами и перемычками между силлами, так и самостоятельными близповерхностными интрузиями. Внутреннее строение тел простое. В наиболее мощных телах наблюдается увеличение зернистости породы к центральным частям тел, смена порфировых структур долеритовыми и габбродолеритовыми.

Контактные воздействия интрузий на вмещающие толщи выражаются в ороговиковании. Ширина ореолов экзоконтактных изменений колеблется от первых сантиметров до первых метров. На контакте вмещающие породы приобретают стекловатый облик, раковистый излом, становятся прочными. Эти изменения носят термальский характер.

Долериты и габбродолериты являются наиболее распространёнными среди дайковых субвулканических образований основного состава. Преимущественно это зеленовато-серые, иногда пестроокрашенные породы, обладают габброофитовыми, офитовыми, пойкилоофитовыми структурами, а в изменённых разностях – бластогабброофитовыми, бластоофитовыми. Текстуры массивные, в изменённых разностях гнейсовидные и сланцеватые. Породы состоят из основного плагиоклаза (до 50-60%), пироксена или замещающей его роговой обманки, замещаемой, в свою очередь, хлоритом (до 35-40%), лейкоксенизированного ильменита, в отдельных случаях магнетита (до 5 %), единичных зёрен апатита. Вторичные минералы представлены альбитом, агрегатами сосюрита, эпидота, амфиболом, хлоритом, лейкоксеном, карбонатом.

Плагиоклаз обладает наибольшей степенью идиоморфизма и образует агрегаты беспорядочно ориентированных таблиц размером от 0,5 до 5-7 мм. Интерстиции выполнены бесцветным пироксеном или, обычно, роговой обманкой с реликтами пироксена. Отмечаются пойкилитовые вроски плагиоклаза в темноцветных минералах. Ильменит, в виде угловатых выделений размером 1-2 мм, нередко лейкоксенизирован, иногда нацело.

Субвулканические образования кислого состава. Представлены субвулканической интрузией риолитов, расположенной на левобережье р. Войвож-Сыня. Тело вытянуто в меридиональном направлении на 5-5,5 км при ширине до 200-250 м. Вмещающими служат отложения арьяншорской толщи. Контакт неровный, с «заливами» риолитов во вмещающие породы. На контакте в

риолитах отмечаются пустоты выщелачивания по карбонату, они приобретают густую зелёную окраску, стекловатый облик. В экзоконтакте отмечаются новообразования кварца и плагиоклаза. Зона окварцевания достигает 4-5 м, развитие вкрапленников плагиоклаза и кварца локализовано в более широкой зоне.

Основной объём интрузии представлен зеленовато-серыми скрытокристаллическими риолитами, в том числе и порфировыми, с редкими мелкими (до 1-1,5 мм) вкрапленниками плагиоклаза грязно-белого цвета, кварца. Породы слабо рассланцованы, серицитизированы. В пределах южной половины интрузии отмечаются участки, сложенные гранит-порфирами. Здесь же, в эндоконтакте присутствуют интрузивные брекчии гранит-порфиров, представленные обломками различных размеров, угловатой и округлой формы, сцементированных риолитами.

Средний химический состав субвулканических образований основного состава приведён в Прил.1. Фигуративные точки химических составов субвулканических образований основного состава лаптопайской ассоциации на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ располагаются в полях семейств долеритов и умеренно-щелочных габброидов. Средний состав по величине $\text{SiO}_2 = 48,36\%$ и сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,67\%$ на этой диаграмме попадает практически на границу раздела полей этих семейств. По отношению щелочей породы относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям. Колебания этого параметра от 0,9 до 37,0. Средний же состав отвечает натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,48$). По величине коэффициента глинозёмистости породы попадают в поля как низко-, так умеренно- и высокоглинозёмистых пород. Колебания al' от 0,65 до 1,25. Средний состав по величине этого параметра относится к умеренно-глинозёмистым породам ($al' = 0,87$). Содержания Ni, Cu, Ba, Nb в долеритах и габбродолеритах меньше кларков почти в 2-3 раза, а Sr в 7 раз (Прил. 4).

Средний химический состав субвулканических образований кислого состава приведен в Прил. 6. По величине SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,60\%$ он отвечает риолиту, попадая в пограничную область с семейством риодацитов. По параметру $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6,31$ породы относятся к натриевой серии, отличаясь по этому параметру от риолитов и приближаясь к плагиориодацитам, не соответствуя им более высокой щёлочностью. По коэффициенту глинозёмистости ($al' = 4,94$) характеризуются как весьма высокоглинозёмистые.

Вулканогенные образования лаптопайской вулканогенно-осадочной ассоциации относятся к базальт-трахибазальтовой формации, входящей в группу континентальных рифтогенных формаций. Формационная принадлежность их определена по ряду характерных общегеологических и петрохимических признаков на соседней с юга площади [92 и ряд других работ]. На образование комплекса на коре континентального типа указывает и ассоциация вулканитов с континентальной молассой, к которой относится лаптопайская свита. Для покровных образований

сопредельных площадей характерно наличие, кроме базальтов и умеренно-щелочных базальтов, трахибазальтов и разностей, приближающихся к пикробазальтам, то есть, к породам щелочно-ультраосновной группы. Для этой формации характерно присутствие в составе некоторого количества пород кислого состава.

По уровню содержания малых элементов в вулканитах основного состава лаптопайской ассоциации рассматриваемой площади их геохимическая специализация определяется в отношении свинца (1,4 кларка). Согласно данным, полученным на сопредельной площади [92], наиболее основные разности специализированы на хром.

Металлогеническая специализация вулканитов ассоциации в достаточной степени не проявлена.

Возраст покровных и субвулканических образований лаптопайской ассоциации соответствует возрасту лаптопайской свиты, в состав которой входят покровные образования, обоснован выше, при характеристике этой свиты, и соответствует позднему венду.

Поздневендско-раннекембрийские интрузии

Сальнерско-маньхамбовский комплекс гранит-лейкогранитовый. Выделен М.В. Фишманом и Б.А. Голдиным как гранит-гранодиоритовый комплекс, с 1968 года [61] упоминается как сальнерско-маньхамбовский. Проявлен в двух фазах. Первая представлена преимущественно гранитами, гранодиоритами. Вторая – лейкократовыми гранитами, гранитами, гранит-порфирами.

В пределах рассматриваемой территории комплекс представлен Сальнерским (3), Вангырским (2), Неройско-Патокским (5), Няртинским (6), Водораздельным (4), Безымянным (8), Гранитным (9), Дорожным (7) массивами. Сальнерский, Няртинский, и Неройско-Патокский массивы представлены на площади частично. Сальнерский массив представляет первую фазу комплекса, остальные – вторую. Наиболее крупными массивами являются Сальнерский (47 км² в пределах площади), Неройско-Патокский (33 км² в пределах площади), Вангырский (30 км²), Няртинский (10 км² в пределах площади). Остальные массивы имеют площадь выходов в пределах от 1 до 6,5 км². Кроме того, широкое развитие ороговикованных пород, занимающих пространство между Неройско-Патокским, Вангырским, Парнукским и Дорожным массивами, площадь которых составляет около 300 км², позволяет предполагать здесь наличие нескрытых эрозией гранитных массивов.

Первая фаза. Сальнерский массив ($\gamma V_2-C_1sl_1$, $\gamma\delta V_2-C_1sl_1$). Сальнерский массив, вернее его часть, является единственным представителем первой фазы на площади. Расположен в истоках р.р. Бол. Паток, Манья, Парнук. Форма массива на значительном протяжении вытянутая, мас-

сив ориентирован в северо-восточном направлении, прорывая породы мороинской свиты, и представляет собой, по сути, серию цепочкой вытянутых тел, являющихся, несомненно, единым целым, ширина выходов меняется от 0,5-1 до 2 км. Лишь к юго-востоку и востоку от Парнукского массива, в истоках р.р. Парнук, Маньхобею отмечается резкое расширение площади массива, здесь же отмечается развитие широкой надынрузивной зоны, представленной ороговикоманными породами мороинской свиты. Раньше гранитоиды этого района рассматривались [60, 16] как Маньхобеюский гранитоидный массив, на изданной геологической карте м-ба 1:200 000 (первое издание) [17] он назван Парнукский II. Тело, расположенное непосредственно южнее, имело название массив Городкова. Учитывая практическое единство гранитов этого участка с гранитами Сальнерского массива, логичнее их объединить в один Сальнерский массив.

Поверхность контактов на субмеридионально вытянутом участке массива согласна с общим падением пород. Переход от гранитов к вмещающим породам резкий. Западный контакт характеризуется широким проявлением процессов гранитизации. Восточный – развитием процессов ороговикования во вмещающих породах с образованием граната и кианита. Ширина полосы ороговикоманных пород колеблется в пределах 0,5-3 км. Площадь ороговикоманных пород вдоль восточного контакта в пределах листа составляет около 30 км². В целом площадь ороговикоманных пород в зоне влияния Сальнерского массива составляет 50 км². С учётом этого площадь массива может составить около 100 км².

Основная часть массива сложена крупнозернистыми огнейсованными биотитовыми крупноочковыми гранитами с порфировой структурой. Только в центральной части – междуречье Няртаю и Щекурья – в оторочке крупноочковых гранитов отмечаются более равномернозернистые среднезернистые малослюдистые граниты.

В северной части массив (истоки Парнука и Маньхобею) сложен крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами. В эндоконтактах отмечается развитие пород с непостоянным соотношением минералов, изменяющихся от гранитов до гранодиоритов, кварцевых диоритов и тоналитов. Наибольшее развитие эти породы получили в зоне контакта гранитов и габброидов Парнукского массива. По направлению к парнукскому массиву отмечается увеличение основности гранитов, увеличивается количество биотита и роговой обманки, по трещинкам в гранитах и гранодиоритах развивается турмалин. Граниты содержат большое количество ксенолитов, в различной степени гранитизированных, в них часто отмечаются порфиробласты микроклина. Ксенолиты габброидов небольшой величины имеют остроугольную, округлую и эллипсоидальную форму, отмечается появление небулитов («тневых» ксенолитов).

Микроскопически граниты разделяются на микроклин-пертитовые и плагиограниты. Последние, при этом, имеют подчинённое значение и отмечены в северной и южной оконечностях

массива.

В составе массива преобладают граниты, представляющие собой породы с гипидиоморфно-зернистой структурой, катакластической и бластогранитовой, реже порфирированной.

По данным минералогического анализа микроклин-пертитовые граниты состоят (объёмные %) из плагиоклаза (27-30), микроклина (32-34), кварца (27-30), биотита (4-5), мусковита (2-3), хлорита (до 5), эпидота (до 5), циркона (до 3).

Вторичные минералы представлены мусковитом, эпидотом, гранатом, альбитом, кальцитом, хлоритом и лейкоксеном, акцессорные – магнетитом, ильменитом, турмалином, апатитом, монацитом, сфеном, рутилом, цирконом, ксенотимом, ортитом, шпинелью.

Контактные изменения. Для гранитов характерно появление гнейсовидной текстуры. Кварцито-песчаники, расположенные внутри массива в виде полосовидных тел, осветлены. Осветление наблюдается и в гранитах, в зоне шириной до нескольких метров от контакта, сопровождающееся уменьшением количества слюд и зернистости породы. На удалении от контакта 5-10 м обычный очковый облик гранитов восстанавливается. Сланцы даже на значительном расстоянии от контакта гранитизированы, мигматизированы, ороговиканы и окварцованы. Мощность всей зоны перехода 200-220 м.

В приконтактной зоне часто наблюдается развитие граната. Этот процесс захватывает и граниты и вмещающие породы. В последних его развитие иногда приводит к образованию пород, близких к гранатовым скарнам. Гранат у контакта крупный, с удалением от него уменьшается размер зёрен и их количество. Зоны изменения сланцев имеют мощность 10-50 м. Иногда приконтактные изменения оказываются на значительном удалении от гранитов – в обн. 966, 418 на расстоянии 250-500 м от контакта с гранитами обнажаются андалузитовые сланцы и роговики.

Граниты внедрялись по ослабленной зоне согласно с простираем пород и приурочены к узкому антиклинальному поднятию. Есть факты, указывающие на межпластовый характер залегания тела на некоторых участках.

Широкое развитие получила альбитизация.

Петрохимическая характеристика пород массива приведена в Прил. 6. Граниты характеризуются повышенными содержаниями олова и пониженными – бария.

Вторая фаза. Вангырский массив ($1\gamma V_2-C_1sl_2$, $\gamma\pi V_2-C_1sl_2$). Расположен в бассейне р. Юж. Вангыр. Форма массива в плане неправильная, с извилистыми и заливообразными контурами. Ориентирован длинной осью в широтном направлении. По длинной оси достигает 9 км, в поперечнике – до 5 км. Вмещающие породы – отложения пуйвинской, хобеинской и мороинской свит. В южной и северной частях массива чётко устанавливается рвущий контакт. На восточ-

ном контакте можно наблюдать согласное залегание его с вмещающими породами. Плоскость контакта падает под углом 75-80° на северо-восток.

Массив сложен преимущественно среднезернистыми порфировидными гранитами. В эндоконтактных зонах встречаются более мелкозернистые разновидности. Порфировидность ярче проявляется вблизи ксенолитов, особенно габбродолеритовых. Цвет пород светло-серый, зеленовато- и желтовато-серый. Общий тип гранитов лейкократовый. В восточной части массива получили развитие гнейсовидные граниты. Ксенолиты имеют размеры от долей сантиметра до сотен метров. Форма ксенолитов неправильная, границы нечёткие. Вблизи ксенолитов основного состава граниты обогащаются биотитом, гранатом, ортитом. В восточной части массива, где широко распространены останцы кровли габброидов и известковистых пород, граниты имеют переменный количественно-минеральный состав, структуру. С увеличением количества плагиоклаза и уменьшением калишпата, наблюдается постепенный переход от гранитов к гранодиоритам и кварцевым диоритам. Внешне это серые или зеленовато-серые среднезернистые породы. Непостоянство количественно-минеральных соотношений и структур позволяют считать их гибридными образованиями. Их появление связано с ассимиляцией гранитным расплавом известковистых пород и габброидов.

С гранитами генетически связаны жильные породы, представленные мелкозернистыми аплитовидными гранитами, аплитами, кварцевыми диорит-порфирами.

Мелкозернистые аплитовидные граниты развиты, в основном, в восточной эндоконтактной области. На контактах с гранитами в них отмечается некоторое уменьшение зернистости. Макроскопически они резко отличаются от вмещающих их гранитов. Мощность даек достигает 100-200 м. Структура их часто аллотриоморфнозернистая. Состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита. Акцессорные минералы – апатит, циркон, ортит, сфен, ильменит. Вторичные – хлорит, мусковит, гранат, минералы эпидот-цоизитовой группы и лейкоксен. Они характеризуются незначительным преобладанием натрия над калием.

Наиболее часто встречающиеся породы из жильных образований – аплиты. Преимущественно отмечаются в эндоконтактных зонах массива. Мощность жил аплитов от 1 мм до 1,0 м. Макроскопически это розовые, розовато-красные мелкозернистые породы. Состоят, главным образом, из кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Присутствуют биотит и мусковит. Вторичные представлены хлоритом, серицитом, мусковитом и эпидотом, лейкоксом. Акцессорные минералы – ильменитом, цирконом. Структура аплитовая, участками гипидиоморфнозернистая. В ряде случаев отмечаются микропегматитовая и гранофировая структуры. Количественно-минеральный состав (объёмные %): кварц – 44, микроклин – 35, плагиоклаз – 20, биотит – 0,5 и прочие – 0,5. Для аплитов характерно преобладание натрия над калием.

Граниты редко сохраняют первичную гипидиоморфную структуру. Обычны вторичные структуры – бластогранитовая, катакластическая, милонитовая или бластомилонитовая. Некоторые разновидности гранитов имеют порфировидную структуру с бластогранулитовой основной массой. Породы состоят [13] (объёмные %) из кварца (40), калишпата (26), плагиоклаза (30) и биотита (1), прочих (3). Акцессорные минералы представлены цирконом, ильменитом, турмалином, ортитом, апатитом, пиритом, флюоритом, молибденитом, рутилом. Вторичные – эпидотом, цоизитом, сфеном (лейкоксеном), альбитом, гранатом, серицитом (мусковитом), кварцем, хлоритом.

Контактовые изменения характеризуются ороговикованием вмещающих сланцев, появлением граната, биотита, реже андалузита, послонных мигматитов. На контакте с габбро в гранитах развивается гранат, в габбро отмечаются развитие микроклина, альбитизация плагиоклаза, биотитизация амфибола, появление циркона и ортита.

К контактовым изменениям следует отнести появление кварцевых диоритов и гранодиоритов на контакте с габбро. Гибридное происхождение первых подтверждается необычной ассоциацией акцессорных минералов, изменчивостью состава породообразующих минералов. Главные минералы этих пород – плагиоклаз, кварц, амфибол и биотит, в незначительных (до 6 %) количествах присутствует калишпат. Вторичные минералы представлены гранатом, хлоритом, альбитом, эпидотом, цоизитом, серицитом, кальцитом, лейкоксеном. Акцессорные представлены цирконом, апатитом, сфеном, турмалином, ильменитом, для гибридных пород типичны пирротин, халькопирит, ортит.

По химическому составу граниты являются лейкократовыми, для них характерно преобладание натрия на калием.

Автоматоматические изменения представлены альбитизацией, грейзенизацией. В затронутых этими процессами гранитах отмечается повышение содержания магнетита, появление молибденита, флюорита.

Водораздельный массив. Расположен в районе водораздела рек Вангыра и Надежд (правый приток р. Бол. Паток). В плане имеет несколько грушевидную форму. По длинной оси размеры составляют около 4,0 км, по ширине (широкая часть) – 2,5 км. Длинной осью ориентирован в меридиональном направлении. Площадь выходов около 6,5 км².

Вмещающие – хобеинская, мороинская, саблегорская свиты. В западной части по тектоническому нарушению контактирует с конгломератами и кварцитопесчаниками обеизской свиты.

Над интрузией отмечается спокойное отрицательное магнитное поле с интенсивностью до 100 нТл.

Контакты извилистые, неровные, резкие.

Приконтактовые изменения не получили широкого развития, что находится в соответствии с фациальными условиями, которые носят явно выраженный малоглубинный характер и представлены ороговикованием, скарнированием и серпентинизацией вмещающих толщ.

Предельных роговиков не отмечается. Ширина зон ороговикованных пород невелика и ограничивается первыми десятками метров. В ороговикованных породах отмечается появление роговиковых структур, новообразований биотита, турмалина, магнетита, порфиробластов мусковита, реже отмечаются сфен и гранат.

На контактах гранитов и доломитов, известняков проявлены процессы скарнирования и серпентинизации карбонатных пород.

Массив сформирован в одну фазу. Вещественным выражением её являются биотитовые и биотитсодержащие микроклин-пертитовые граниты, слагающие основной объём тела. Для него характерно наличие порфировидных структур и развитие приконтактовой зональности, проявленной в постепенной смене порфировидных среднезернистых микроклин-пертитовых гранитов мелкозернистыми, нередко микропегматитовыми разновидностями и гранит-порфирами. Крайними членами этого ряда являются риолитовые кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры. Зона развития гранит-порфиров и мелкозернистых порфировидных гранитов имеет изменчивую мощность, которая колеблется от первых десятков до 300 метров. Риолитовые порфиры развиты не повсеместно и приурочены непосредственно к контакту. Протяжённость их обособлений достигает первых сотен метров при ширине в первые десятки метров. Между всеми перечисленными выше разновидностями наблюдаются постепенные переходы.

Минеральный состав гранит-порфиров (в объёмных %): плагиоклаз (№2-11) – 25, калишпат – 29, кварц – 41, биотит – 2, прочие – 3. Количество вкрапленников колеблется от 10 до 45 %. Акцессорные минералы – апатит, циркон, гематит, магнетит, сфен, турмалин. Вторичные – хлорит, серицит, эпидот.

Биотитсодержащие микроклин-пертитовые граниты. Светло-серые, с розоватым, иногда с зеленоватым оттенком породы с массивной текстурой. Распределение розоватого оттенка в виде пятен обусловлено наличием порфировидных выделений калиевого полевого шпата неправильной формы и близидиоморфных. Порода имеет среднезернистую, до крупнозернистой структуру. Микроскопически обнаруживаются гипидиоморфная и порфировидная структуры. Участками отмечается наличие микропегматитовой, полосчатой (гнейсовидной) и катакластической структур. Минеральный состав представлен (объёмные %): калиевым полевым шпатом пертитового строения (35-40), микропегматитом, плагиоклазом (20-30), кварцем (25-30), биотитом (1-5), редко роговой обманкой. Вторичные представлены мусковитом, хлоритом, альбитом, серицитом, кварцем. Акцессорные – цирконом, ортитом.

Мусковитовые граниты являются продуктами изменения нормальных биотитсодержащих микроклин-пертитовых гранитов. Наибольшее развитие получили в приконтактовых частях массива. Это светлые, светло-серые среднезернистые породы, с хорошо проявленными плоскостями расщепления. Представляют собой лепидогранобластовый, существенно мусковит-альбит-кварцевый агрегат с реликтами гранитовой структуры. Текстуры полосчатые, сланцеватые. Состав (объёмные %): кварц (40), альбит (30), мусковит (29), магнетит (1), турмалин (доли процента), единичные зёрна граната, сфена, эпидота, хлорита, биотита.

Граниты лейкократовые порфирированные мелкозернистые. Вместе с гранит-порфирами слагают в краевых частях интрузии зоны шириной до 200-300 м. Мелкозернистые светло-серые, с розоватым, иногда зеленоватым оттенком породы. Структура порфирированная. Образуют все переходные разности к гранит-порфирам. При этом отмечается появление порфирированных выделений калишпата, кварца. Микроскопически структура гипидиоморфнозернистая.

Риолиты порфирированной структуры. Представлены в краевых частях интрузии. Это серые, зеленовато-серые породы со сланцеватой текстурой. Порфирированные выделения представлены кварцем, составляют до 20 % объёма породы.

В эндоконтакте отмечается также развитие аплитовидных гранитов.

Жильная фация представлена единичными жилами аплитов и риолитов. Мощность жильных тел колеблется от 0,01 до 1 м, протяжённость от первых метров до десятков метров. Тела приурочены к зонам тектонических трещин и выполняют их. Характер взаимоотношений аплитов и риолитовых порфиров (жильных) неясен. Элементы залегания жильного комплекса (215-220°, $\angle 65-70^\circ$) совпадают с элементами залегания трещин в массиве.

Аплиты представляют собой мелкозернистые породы белого, серовато-белого с розоватым оттенком цвета. Характеризуются аплитовой структурой. Состоят из кварца, калишпата, кислого плагиоклаза. Темноцветы практически отсутствуют. Отмечаются единичные тонкие чешуйки биотита. Соотношение минералов примерно равное, с некоторым преобладанием калишпата.

Становление массива происходило в близповерхностных условиях, что подтверждается появлением порфирированных структур и развитием приконтактовой зональности, проявленной в постепенной смене порфирированных среднезернистых микроклин-пертитовых гранитов мелкозернистыми, нередко микропегматитовыми гранитами и гранит-порфирами. Крайними членами этого ряда являются риолиты.

Массив Безымянный. Расположен на правом берегу р. Вангыр, в истоках его двух правых притоков – ручьёв Медвежьего и Безымянного, и прорывает породы хобеинской и мороинской свит.

Массив имеет удлинённую в плане форму, несколько неправильную, и вытянут в северо-

восточном направлении на 3,2 км при ширине в отдельных пересечениях до 1 км. В вертикальном разрезе представляет собой шток.

Характер контактов криволинейный, извилистый. Морфология контактов довольно сложна, отмечается обилие мелких тел гранитов вблизи массива, которые в значительной степени усложняют картину взаимоотношений гранитов и вмещающих их пород. Инъекционные тела гранитов получили наиболее широкое развитие у юго-восточного контакта массива.

Контактные изменения проявлены весьма слабо. Это частично обусловлено широким развитием кварцитов хобеинской свиты в обрамлении. Кварциты практически не претерпевают изменений. Сланцы становятся более крепкими и осветляются за счёт окварцевания. В некоторых случаях в них развивается тонкочешуйчатый стильпномелан (до 40%).

Массив сформирован в одну фазу.

Юго-восточная часть интрузии сложена биотитовыми и биотитсодержащими порфировидными гранитами. Ширина их выходов колеблется от 250-500 м. Большая часть интрузии сложена гранит-порфирами, представляющими собой породы с мелкозернистой, до микрозернистой, основной массой и вкрапленниками калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза. В северо-восточной части интрузии широкое развитие получили гранит-порфиры с высоким содержанием биотита. Породы приобретают серый, до тёмно-серого, цвет. Переходы между всеми разностями постепенные. В ассоциации с меланократовыми гранит-порфирами присутствуют мелкозернистые разности гранодиоритового состава, которые слагают крайнюю северо-восточную часть тела. Ширина выходов 50-150 м, протяжённость 400-500 м.

Ниже приводится описание только основной петрографической разновидности – гранит-порфиров. Макроскопически это серые, тёмно-серые, зеленовато-серые, в основном массивные породы. Розовый оттенок обусловлен наличием порфировидных выделений калишпата розовых оттенков. В случае, если калишпат белого цвета, порода имеет просто серый цвет. Микроскопически это породы с порфировой структурой и микрогранитной структурой основной массы. Отмечается микропегматитовая структура, зональное строение вкрапленников калишпата. Порфировидные переходные разности гранитов имеют до 60% вкрапленников, что приближает породу внешне к гранитам, но наличие тонкозернистой основной массы указывает на родство с гранит-порфирами. В гранит-порфирах количество вкрапленников колеблется в пределах 20-50%.

Неройско-Патокский массив. В пределах площади представлен северным своим окончанием. Массив сложен преимущественно среднезернистыми массивными светло-серыми и зеленовато-серыми биотитовыми, значительно реже мусковитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами. По данным минералогического анализа микроклин-пертитовые граниты состоят (объём-

ные%) из плагиоклаза (20), микроклина (33-34), кварца (33-35), биотита (4), мусковита (1-2), хлорита (до 5), эпидота (до 5), циркона (до 3). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, цирконом, ортитом, ксенотимом, торитом, рутилом. Вторичные – хлоритом, эпидотом, кварцем, гранатом.

Няртинский массив и массив г. Ровной. Няртинский массив имеет протяжённость 8-9 км, при ширине 4-5 км. Центральная часть массива сложена биотитовыми среднекристаллическими гранитами, с востока и с запада они обрамляются биотит-мусковитовыми гранитами. В крайней западной части наблюдается полоса развития крупнозернистых биотит-мусковитовых гранитов. В краевых частях в незначительных масштабах проявлены микропегматитовые граниты.

Для Няртинского массива и массива г. Ровной характерно интенсивное развитие гнейсовидных текстур. В центральных частях интрузий они более тонкие, в краевых – более грубые.

Автометасоматические изменения гранитов комплекса представлены калишпатизацией, альбитизацией, грейзенизацией, эти процессы проявились и во вмещающих породах. В наибольшей степени это относится к грейзенизации, сменяющейся в удалённых надинтрузивных зонах серицитизацией. С грейзенизацией тесно связаны базификаты, являющиеся продуктами нейтрализации кислых растворов.

Метасоматические процессы, связанные со становлением гранитных интрузий комплекса, представлены широким набором продуктов. Проявлены дважды, по количеству фаз. К метасоматитам этого ряда относятся метасоматиты магматической стадии, являющиеся результатом процесса, близкого по своей направленности к гранитизации, известковые скарны, развивающиеся по доломитам и доломитизированным известнякам, и скарноиды, развивающиеся по алюмосиликатным породам с повышенной известковистостью, а также биотитовые, амфибол-биотитовые метасоматиты – продукты магнезиально-калиевого метасоматоза.

Процессы метасоматоза магматической стадии, близкие по своей направленности к гранитизации, проявились во вмещающих граниты габброидах. Они связаны с обеими фазами. Метасоматиты магматической стадии отмечаются преимущественно в ксенолитах и останцах кровли гранитных массивов, сложенных габброидами. По химическому составу метасоматически изменённые породы отвечают кварцевым диоритам, диоритам, кварцевым монцодиоритам. Процесс изменения габброидов шёл по пути деанортитизации плагиоклазов, замещении роговой обманки биотитом, развитием кварца, калишпата, серицита, эпидота.

Метасоматиты магматической стадии отмечаются преимущественно в ксенолитах и останцах кровли гранитных массивов, сложенных габброидами. По химическому составу метасоматически изменённые породы отвечают кварцевым диоритам, диоритам, кварцевым монцодиоритам. Процесс изменения габброидов шёл по пути деанортитизации плагиоклаза, замещении

роговой обманки биотитом, развитием кварца, калишпата, серицита, эпидота.

В магматическую стадию становления интрузий, близодновременно с ороговикованием, происходит и скарнообразование – процесс, относящийся к контактово-метасоматическим.

Для гранитов комплекса, сформированных на небольших глубинах, в целом не характерны магнезиальные скарны, признаки их отмечаются вблизи крупных массивов при наличии магнезиальных карбонатных пород. Проявлены преимущественно известковые скарны. По минеральному составу выделяются везувиан-эпидот-пироксеновые, эпидот-гранат-пироксеновые, карбонат-пироксеновые с гранатом скарны. Для Неройско-Патокского массива, прорывающего отложения мороинской свиты, характерно проявление скарноидов, которые можно рассматривать как результат магнезиально-калиевого метасоматоза магматической стадии. Скарны проявлены ограниченно, из-за слабого развития карбонатов.

Магнезиально-калиевый метасоматоз сопровождает ороговикование и скарнообразование. Все эти три процесса в условиях становления малоглубинных гранитных массивов протекают близодновременно. В результате магнезиально-калиевого метасоматоза происходит образование биотита и лучистого амфибола. Широкое развитие метасоматических процессов при минералообразовании в ходе контактового метаморфизма типично для низких его ступеней, соответствующих, по классификации В.В. Ревердатто, мусковит-роговиковой или низам амфибол-роговиковой фаций.

Средний химический состав пород Сальнерского массива (единственного представителя первой фазы комплекса на территории листа) (Прил. 6) по содержанию $\text{SiO}_2 = 68,22\%$ и сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,04\%$) отвечает гранитам, располагаясь в пограничной области с семействами умеренно-щелочных гранитов, гранодиоритов и кварцевых сиенитов. По отношению щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,72$) он относится к калий-натриевой серии, по величине коэффициента глинозёмистости ($al' = 3,93$) к весьма высокоглинозёмистым породам.

Средний химический состав гранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса в пределах рассматриваемой территории приведён в Прил.3. Фигуративные точки химических составов пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ располагаются в полях семейств гранитов, лейкогранитов, умеренно-щелочных гранитов, умеренно щелочных лейкогранитов. Средний состав по величине $\text{SiO}_2 = 74,44\%$ и сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,70\%$ на этой диаграмме попадает в поле семейства лейкогранитов. Отношение щелочей меняется в широких пределах (от 0,5 до 19), по этому параметру породы относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям. Средний же состав отвечает калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,95$). По величине коэффициента глинозёмистости фигуративные точки попадают почти исключительно в пределы поля весьма высокоглинозёмистых пород. Колебания al' от 2,3 до 10,6. Средний состав име-

ет величину этого параметра равной 4,8 и также относится к весьма высокоглинозёмистым породам.

Сравнивая средние составы и некоторые основные петрохимические характеристики гранитных массивов площади между собой (Прил. 6), можно сделать некоторые выводы. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ фигуративные точки средних составов гранитных массивов попадают в поле семейства лейкогранитов. Исключение составляет средний состав Безымянного массива, который располагается в поле умеренно-щелочных гранитов, приближаясь к двуполевошпатовому умеренно-щелочному граниту. По сумме щелочей лейкограниты практически не различаются, за исключением Безымянного массива, обладающего максимальной щёлочностью среди пород кислого состава. По типу щелочности граниты отвечают калий-натриевой серии. Соотношение щелочей примерно равное. Исключение составляют граниты массива Безымянного, характеризующиеся низким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,5$, что указывает на значительное преобладание калия. По коэффициенту глинозёмистости все граниты относятся к весьма высокоглинозёмистым породам. Наиболее «меланократовым» из них можно считать Безымянный массив ($a' = 4,0$), а наиболее лейкократовым – Неройско-Патокский ($a' = 6,2$).

Средние содержания малых элементов в гранитах второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса в пределах рассматриваемой площади приведены в Прил. 7. По данным спектрального полуколичественного анализа аномально низкими являются кларки концентраций Sr и Ba – соответственно 0,1 и 0,2. Приближаются к кларку содержания Ni (0,9). Выше кларков находятся содержания Cr (1,4), Sn (2,0), V (1,2). Наиболее ярко выражена геохимическая специализация на Sn. Как характерную особенность, следует отметить повышенные содержания Cr.

Граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса на основании петрохимических и геохимических данных относятся, по классификации Ю.А. Кузнецова [25], к формации субвулканических гранитов орогенных областей. По классификации Г.Б. Ферштатера они относятся к гранит-лейкогранитовой формации адамеллит-гранитового формационного типа. По классификации Б. Чаппела, А.Уайта, а также Лоизелла и Коллинза граниты комплекса принадлежат к гранитам А-типа. К гранитам I-типа приближаются гибридные породы, возникшие на контактах преимущественно с габброидами парнукского комплекса. Наиболее ярко это выражено для гибридной фации первой фазы Малопатокского массива, расположенного за пределами территории листа, характерно это и для Сальнерского массива, также представляющего первую фазу комплекса.

По мнению авторов классификации, граниты А-типа являются продуктом глубинного корового анатексиса пород, претерпевших ранее метаморфизм и гранитизацию в условиях гранулитовой фации метаморфизма, а граниты I-типа образовались за счёт переплавления первично-

магматических пород.

По всем трём классификациям гранитоиды являются верхнекоровыми образованиями, являющимися членами близповерхностных вулканоплутонических ассоциаций, производных «сухих» расплавов корового происхождения. На коровое происхождение гранитоидов указывают высокие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также высокие первичные изотопные отношения ($\text{Sr}_0 = 0,7557 \pm 0,0065$) этого элемента [92] в гранитах Неройско-Патокского массива.

Существуют взгляды [8], согласно которым большинство гранитных массивов Приполярного Урала следует считать образовавшимися в процессе метамагматического замещения вмещающих пород на месте генерации расплава. Если механизм образования гранитов, предусматриваемый данной точкой зрения, не вызывает возражения и находится в полном соответствии с изложенными выше взглядами на генезис гранитов, то отнесение почти всех массивов к автохтонным нужно признать ошибочным. Автохтонные гранитоиды представлены преимущественно в центральной части Хобеизского блока, в пределах полей развития пород няртинского метаморфического комплекса и его непосредственного обрамления, что подтверждается, в том числе, и данными, полученными в ходе работ по подготовке к изданию Госгеолкарты-200 соседнего с востока листа. Не исключается возможность их нахождения и на более низких, не вскрытых эрозией уровнях.

Металлогеническая специализация комплекса определяется принадлежностью представляющих его гранитоидов к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда и их производным плюмазитовым редкометалльными гранитоидами щелочного ряда (по геохимической классификации Л.В. Таусона) и тесной связью с массивами комплекса целого ряда штокверковых редкометалльных молибден-вольфрамовых рудопроявлений грейзеново-гидротермального генетического типа молибден-вольфрамовой рудной формации. Недостаточно ясной остаётся металлогеническая специализация комплекса на олово.

Из числа гранитных массивов, представленных в пределах рассматриваемой территории, только для гранитов Неройско-Патокского массива, представляющего вторую фазу комплекса, имеется определение абсолютного возраста рубидий-стронциевым изохронным методом по породе [92], что соответствует 492 ± 12 млн. лет. В то же время, существует ряд определений абсолютного возраста, выполненных как Rb-Sr изохронным методом по породе в целом [52, 1, 31, 33] так и методом термоионной эмиссии свинца по цирконам [52, 53, 54] для целого ряда массивов сальнерско-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса (Народинский, Лапчавожский, Лемвинский, Малдинский, Хаталамба-Лапчинский, Малопатокский, Центральный), расположенных на сопредельных площадях, а также вулканитов субвулканической и покровной фаций саблегорского комплекса, которые обычно являются вмещающими для гранитоидов [2,

52, 52, 54, 55]. Данные по абсолютному датированию приведены в Прил. 8. Кроме того, для Малопатовского массива выполнены определения абсолютного возраста уран-свинцовым изохронным методом по цирконам, который составил 529 млн. лет [92]. По одной пробе тогда была получена датировка в 600 млн. лет. Тем же методом для вмещающих граниты этого массива риолитов покровной фации саблегорского комплекса абсолютный возраст был определён в 642 млн. лет. Граниты и риолиты являются комагматами, что неоднократно показывалось в ряде работ [92, 15].

Основываясь на этих данных, возраст комплекса принят как поздневендско-раннекембрийский.

Раннекембрийские интрузии

Малопатовский комплекс долеритовый гипабиссальный ($\beta\epsilon_1 m$). Назван по р. Малый Паток. В пределах площади получил развитие в междуречьи Бол. Патока, Вангыра, Войвож-Сыни. Представлен дайками долеритов, габбродолеритов.

Средний химический состав пород комплекса приведён в Прил.1. По величине $\text{SiO}_2 = 47,58\%$ и сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,70\%$) он соответствует долериту, по величине коэффициента глинозёмистости $al' = 0,76$, располагается на линии раздела умеренно-глинозёмистых и низкоглинозёмистых пород. Фигуративные точки составов располагаются в областях низкоглинозёмистых и умеренно-глинозёмистых пород. Коэффициент фемичности ($f' = 21$) указывает на то, что долериты представляют собой породы, переходные от мезократовых к меланократовым. Для долеритов комплекса характерно низкое отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (0,3 для среднего состава), что вызвано в целом низкими содержаниями K_2O . Фигуративные точки составов этих пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ располагаются, в подавляющем большинстве, в полях семейства долеритов, единичные анализы отвечают пикродолеритам, в которых содержание MgO достигает 15,72%. По отношению щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5,3$) средний состав комплекса имеет натриевый тип щёлочности. Отдельные анализы попадают в поле калий-натриевой серии, тяготея к границе раздела с натриевой серией.

По данным спектрального полуколичественного анализа породы комплекса характеризуются очень низкими содержаниями Ba и Sr, кларк концентрации, соответственно, 0,5 и 0,1. Выше кларковых находятся содержания Rb (2,4) Be (2,2) Zr (2,0), Sn (1,2). Низкие содержания Ba и Sr и высокие Rb и Be, являются характерной чертой пород основного состава всех комплексов рассматриваемой территории.

Возраст комплекса как раннекембрийский определяется на том основании, что долериты прорывают тела гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса поздневендско-

раннекембрийского возраста. Наиболее характерные взаимоотношения долеритов комплекса с гранитами установлены в пределах Неройско-Патокского массива (руч. Патоквож – левый приток р.Б. Паток). С более молодыми образованиями взаимоотношений тел комплекса не наблюдается.

Интрузии каледоно-герцинского тектоно-магматического этапа

Позднекембрийские интрузии

Сивьягинский комплекс пикритовый гипабиссальный ($\omega\text{C}_3\text{S}$). Назван по реке Сивьяга, в истоках которой был выделен в 1972 году [49], где и располагается петротип комплекса.

На наличие ультраосновных пород в приосевой зоне Приполярного Урала указывалось ранее как самими авторами выделения комплекса [16, 60, 61], так и ещё раньше – их предшественниками [50, 51]. Первоначально пикриты района р.Сивьяги рассматривались в составе парнукского габбро – диоритового комплекса вместе с габброидами [61].

В пределах площади получил развитие в юго-восточной её части, в тесной ассоциации с интрузиями парнукского комплекса. Представлен мелкими дайкообразными телами пикритов мощностью от первых метров до десятков метров и протяжённостью от первых десятков метров до первых сотен метров.

Автометасоматические изменения пикритов и пикритовых порфиритов комплекса представлены серпентинизацией, которой подвержены вкрапленники и стекловатый базис, сложенные оливином.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к семейству пикритов и принадлежат к нормальному петрохимическому ряду с соотношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ меньше 1, содержанием TiO_2 не более 1 мас. % и постоянным преобладанием Na_2O над K_2O , и относятся к группе континентальных рифтогенных формаций, конкретно – к диабаз-пикритовой формации.

Возраст комплекса основан на характере взаимоотношений его тел с другими стратифицированными и интрузивными образованиями. Так, отмечается тесная пространственная ассоциация тел комплекса с интрузиями сивьягинско-манарагского и парнукского комплексов. Тела пикритов секут интрузии этих комплексов (сивьягинско-манарагского – за пределами площади), возраст которых определён как ранневендский. Нижняя возрастная граница комплекса определяется не только секущим положением его тел по отношению к ранневендским парнукскому и сивьягинско-манарагскому комплексам, но и данными о наличии проявлений интрузивного магматизма основного состава (малопатокский комплекс) после становления гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса. В то же время следует отметить, что интрузивных взаимо-

отношений пикритов сивьягинского комплекса с гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса не отмечено. Наиболее молодыми образованиями, возраст которых имеет абсолютную датировку и которые прорываются телами пикритов, являются вулканиты нижней подсвиты саблегорской свиты. Возраст комплекса как послегранитный принимается в соответствии с решениями Петрографических совещаний по магматизму Севера Урала.

Раннеордовикские интрузии

Леквожский комплекс долеритовый гипабиссальный ($\beta O_1 I$) выделен на хр. Манита-Нырды Полярного Урала, где и находится его петротип.

В пределах территории листа установлено лишь одно тело данного комплекса [126] (на западном крыле Нидысейской синклинали, в районе Межгорных озёр). Дайка долеритов мощностью 50-100 м и протяжённостью 800-1000 м, прорывает отложения обеизской и саледской свит нижнего ордовика. Закартирована, в основном, по элювиально-делювиальным развалам. Канавой вскрыт лишь её юго-западный контакт, имеющий падение близкое к вертикальному. Дайка секущая и приурочена к мелкоамплитудному тектоническому нарушению северо-западного простирания.

Макроскопически это зеленовато-серые породы, в эндоконтакте часто с мелкими примазками малахита по трещинам отдельности.

Структура долеритов бластоофитовая, текстура массивная. Главные породообразующие минералы почти нацело замещены вторичными продуктами. Первичный основной плагиоклаз образует беспорядочно расположенные призматической формы зёрна размером до 1-1,5 мм, обычно альбитизирован, сосюритизирован и хлоритизирован. Интерстиции выполнены хлоритом, микрозернистым альбитом и субизометричными зёрнами эпидота. Акцессорные минералы представлены ильменитом (1-2%), магнетитом (0,5-1%), апатитом (дес. зёрен). Отмечаются и рудные – неправильной формы отдельные выделения малахита размером 0,13-0,15 мм. Кроме того, минералогическим анализом в долеритах установлены галенит (единичные знаки), халькозин (десятки знаков), золото (4 знака), халькопирит (десятки г/т), малахит (первые г/т).

Химическая характеристика породы, слагающей тело, основана на одном анализе, который приведён ниже (вес.%): SiO_2 – 53,60; TiO_2 – 1,71; Al_2O_3 – 13,41; Fe_2O_3 – 6,49; FeO – 5,47; MnO – 0,23; MgO – 5,88; CaO – 8,06; Na_2O – 0,33; K_2O – 0,20; P_2O_5 – 0,20; H_2O – 0,47; SO_3 – 0,02; п.п.п – 4,13. На классификационной диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ фигуративная точка состава попадает в область неопределённости на границе раздела пород основного и среднего составов, кроме того, она выходит за пределы области распространения химических составов магматических пород, располагаясь вблизи её границы. По параметрам А и S, составляющим, соответст-

венно, 22 и 34, порода попадает за пределы полей статистического распределения видов пород, располагаясь, тем не менее, вблизи поля собственно (толеитовых) базальтов (долеритов). Таким образом, наиболее близко порода соответствует долериту семейства базальтов – долеритов. По отношению щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,6$) долерит принадлежит калиево-натриевой серии, по величине коэффициента глинозёмистости ($a' = 0,75$) попадает на границу раздела полей составов умеренно-глинозёмистых и низкоглинозёмистых пород. Долерит характеризуется очень низким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,53\%$) при $\text{SiO}_2 = 53,60\%$. По величине фемичности ($f' = 19,5$) порода относится к мезократовым.

Возраст комплекса определяется как раннеордовикский на том основании, что гипабиссальные тела основного состава (как на рассматриваемой территории, так и за её пределами) прорывают отложения обеизской и саледрской свит и не встречаются в более молодых образованиях.

4. ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена в пределах двух надпорядковых субмеридиональных структур – Предуральского краевого прогиба и Уральской складчатой системы, осложненной Кожимским поперечным поднятием. Последнее вмещает антиклинорное сооружение (Ляпинский антиклинорий), представляющее собой ряд линейных антиклиналей и синклиналей северо-северо-восточного простирания. В пределах площади листа выделяются три структурных этажа. Нижний – рифейско-кембрийский (байкальский), средний – палеозойско-раннемезозойский (каледоно-герцинский или уральский), и верхний, охватывающий отложения мезозойско-кайнозойского возраста. Наиболее древние для Урала образования, относимые к карельскому структурному этажу и являющиеся продолжением кристаллического раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, в пределах территории листа не вскрыты.

Байкальский структурный этаж (доуралиды) сложен дислоцированными метаморфизованными осадочными, вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями рифейско-нижнего кембрия, которые относятся к двум структурно-вещественным комплексам, отвечающим геодинамическим обстановкам континентального шельфа активизированной платформы (карбонатно-кварцито-сланцевая, сланцевая, фалаховая, карбонатно-сланцевая формация) и внутриконтинентального рифта (базальт-трахибазальтовая, риолитовая, пестроцветная сланцевая, базальт-долеритовая, сиенит-габбровая, молассовая, гранит-лейкогранитовая формации). Байкалиды обнажаются в пределах южной половины листа, а на севере перекрываются уралидами.

Структурный план доуралид в значительной мере обусловлен верхнерифейско-вендским

рифтогенезом⁵. Основную роль при этом играли заложившиеся в позднем рифее две рифтовые ветви: западная – Патокско-Саблегорская, или Саблегорский грабен, и восточная – Тынаготская (Тынаготский грабен), и расположенный между ними межрифтовый блок (рис. 1).

Тынаготская рифтовая палеодолина находится за пределами территории листа и большей частью перекрыта южным окончанием Лемвинского и Присалатимским аллохтонами.

Сложнопостроенный Саблегорский палеорифт (палеограбен) имеет в плане ломанную конфигурацию с обычным для рифтов изменением направления оси примерно под $\angle 120^\circ$. В пределах площади листа межрифтовый блок осложнен Патоквожско-Косьюнским выступом, контуры которого обусловлены изменением направления оси палеограбена. В районах стыка рифтовой зоны с межрифтовым блоком наблюдается сопряжение типа «притыкания» вулканогенных пород саблегорской свиты и осадочных – арьяншорской толщи Саблегорского грабена с более древними образованиями активизированной платформы.

В заключительную стадию байкальского рифтогенеза доуралиды были дислоцированы с образованием пликативных структур типа открытых линейных или брахиформных, иногда телескопированных, складок. На крайнем западе листа в пределах рифтового грабена сформировалась линейная Седьюская синклиналь шириной до 4-5 км., субпараллельная меридионально ориентированной оси палеорифта. На крайнем западе Патоквожско-Косьюнского выступа, в районе его сопряжения с бортом Саблегорского грабена, располагается сжатая Патоквойвожская антиклиналь шириной до 1 км., выполненная кварцитами хобеинской свиты, с осью, субпараллельной границе выступа. В пределах западной части межрифтового блока заложилась Вангыро-Патокская брахисинклиналь, замыкающаяся вблизи южной границы площади, имеющая ширину до 25 км., и так же, как и Паток-Войвожская, грубо повторяющая очертания выступа. Ось структуры меняет ориентировку от северо-западной в южной части до меридиональной в средней, с некоторой тенденцией к развороту в северо-восточном направлении.

В осевой части брахисинклинали находится одноименная синклиналь шириной до 5 км, образовавшаяся на месте впадины, носившей некоторые черты авлакогена. Ядерную часть ее сла-

⁵ Примечание редактора:

Существуют и другие точки зрения на простираение и формационную природу байкалид Севера Урала. По одной из них, развиваемой О.А. Кондиайном, они рассматриваются, как типичные геосинклинальные образования, среди которых выделяются ранние байкалиды – Тиманская система салического типа, и поздние байкалиды – Древнеуральская система салическо-мафического типа, имеющая субмеридиональное простираение. Согласно другой точке зрения, наиболее полно изложенной Л.Т. Беляковой, байкалиды также рассматриваются как геосинклинальные образования с исключительно северо-западным (тиманским) простираением структур и структурно-формационных зон.

гают осадки лаптопайской молассы.

На периферии Вангыро-Патокской брахиструктуры располагается серия осложняющих синклинальных и антиклинальных складок. Сводовые части антиклиналей: Светлинской, Водораздельной и других, шириной от 1 до 4 км, сложены породами хобеинской свиты. В ядрах синклиналей, наиболее крупной из которых является Арьяншорская (ширина до 4 км), залегают осадки мороинской свиты и арьяншорской толщи. В восточной части Патоквожско-Косьюнского выступа размещается Вангырская брахиантиклиналь, сопоставимая по размерам (ширина 20-24 км) с Вангыро-Патокской брахисинклиналью и сопряженная с ней с запада, а с севера – с Юнковожско-Манарагской синклиналью. В ядерной части Вангырской брахиантиклинали заключены сланцы пуйвинской свиты, вмещающие одноименный структуре гранитный массив; купол сложен породами хобеинской и мороинской свит. Структура осложнена серией разрывных нарушений. Вблизи северного сопряжения Саблегорского рифта с Патоквожско-Косьюнским выступом проходит ось сжатой Правоманарагской антиклинали, сменяющей к северу Юнковожско-Манарагскую синклиналь. Падение северного крыла антиклинали (северные румбы), очевидно, субсогласно с падением борта рифтового грабена. Сводовая часть антиклинали сложена карбонатно-сланцевым разрезом мороинской свиты.

Структуры, осложняющие Патоквожско-Косьюнский выступ, за исключением складок (Паток-Войвожской и Правоманарагской антиклиналей), трассирующих сопряжения межрифтового блока с бортами грабенов, в герцинскую фазу тектогенеза испытали опрокидывание к западу и имеют восточное падение осевых плоскостей и крыльев приблизительно под $\angle 40-55^\circ$. Осевые плоскости структур, располагающихся на границе выступа и рифтовых грабенов, имеют субвертикальное падение. Западное крыло Паток-Войвожской и северное Правоманарагской антиклиналей имеют падения, близкие к падению бортов рифтовых грабенов (западного и северного, соответственно), приблизительно под $\angle 60^\circ$.

С востока Вангырская брахиантиклиналь окаймляется Народнинской синклиналью, сопрягаясь с последней по Западному Народнинскому разлому. Народнинская синклиналь имеет ширину от 2 до 5 км, образована породами мороинской свиты, шарнир ее воздымается в северо-восточном направлении. Осевая плоскость (как и крылья) запрокинута к юго-востоку.

Крайний юго-восточный угол площади слагает фрагмент западного крыла крупной Хобеизской брахиантиклинали – структуры второго порядка, занимающей восточную часть межрифтового блока и сопряженной с его западной частью по зоне долгоживущего Народнинского разлома. Крыло Хобеизской структуры осложнено серией мелких складок, наиболее крупная из которых – Няртинская антиклиналь. Последняя сложена сланцевым разрезом пуйвинской свиты и вмещает одноименный структуре гранитный массив. Шарнир ее, предположительно, погру-

жается в северо-восточном направлении. Все структуры западного крыла Хобеизской брахиантклинали в пределах территории листа запрокинуты к востоку и характеризуются западным падением (приблизительно от 20 до 40°) осевых плоскостей и крыльев. Западные («неуральские») падения могут быть обусловлены тем, что в эпоху герцинского тектогенеза Хобеизская структура с некоторым обрамлением перемещалась на запад как единый Хобеизский блок с незначительными пликативными деформациями.

Дизъюнктивные нарушения байкальского возраста развиты в юго-западной части территории листа (юго-западнее р. Вангыр). Они субпараллельны южному ограничению Патоквожско-Косьюнского выступа, имеющему северо-западное направление, и, возможно, являющимся трансформным разломом. В районе руч. Светлый и Лиственичный с зоной проницаемости северо-западной ориентировки связана серия сближенных даек долеритов малопатокского комплекса, а также интенсивная магнетитовая минерализация. Судя по характеристике даек, дизъюнктивные нарушения – производные байкальского тектогенеза – имеют субвертикальное падение. В завершающую фазу герцинского тектогенеза произошло запрокидывание к западу дизъюнктивных и складчатых структур с образованием серии осложняющих складок более высоких порядков и деформацией осей пликативов.

Каледоно-герцинский структурный этаж (уралиды) сложен на территории листа дислоцированными осадочными образованиями верхнего кембрия – ранней перми, которые относятся к трем структурно-вещественным комплексам, отвечающим геодинамическим обстановкам внутриконтинентального рифта (диабаз-пикритовая и терригенная формации), шельфа пассивной континентальной окраины (карбонатная надформация), коллизии (морская моласса).

Палеозойские толщи испытали дислокации в заключительную фазу уральского тектогенеза [75] с образованием серии синклиналильных и антиклиналильных складок северо-северо-восточного простирания. Шарниры складок полого (около 10°) погружаются в том же направлении, а оси испытывают виргацию. Наиболее крупными из палеозойских пликативных структур на площади являются (с востока на запад): Безымянная и Нидысейская синклинали, Салединская антиклинали, Индысейская синклинали, Курсамбайская и Малдинская антиклинали. Значительных размеров достигают сопряженные Индысейская синклинали (протяженность в пределах листа до 35 км при ширине 5-6 км) и Курсамбайская антиклинали (40 км и 4-6 км, соответственно). Осевые поверхности складок в северо-восточной части территории листа (к востоку от Курсамбайской антиклинали) опрокинуты на северо-запад под углом около 50°. Структуры имеют, большей частью, асимметричное строение: синклинали характеризуются пологим падением (10-30°) западных крыльев и крутым (50-60°) – опрокинутых восточных; для антиклиналей наблюдается обратное соотношение. Курсамбайская антиклинали и структуры, расположенные

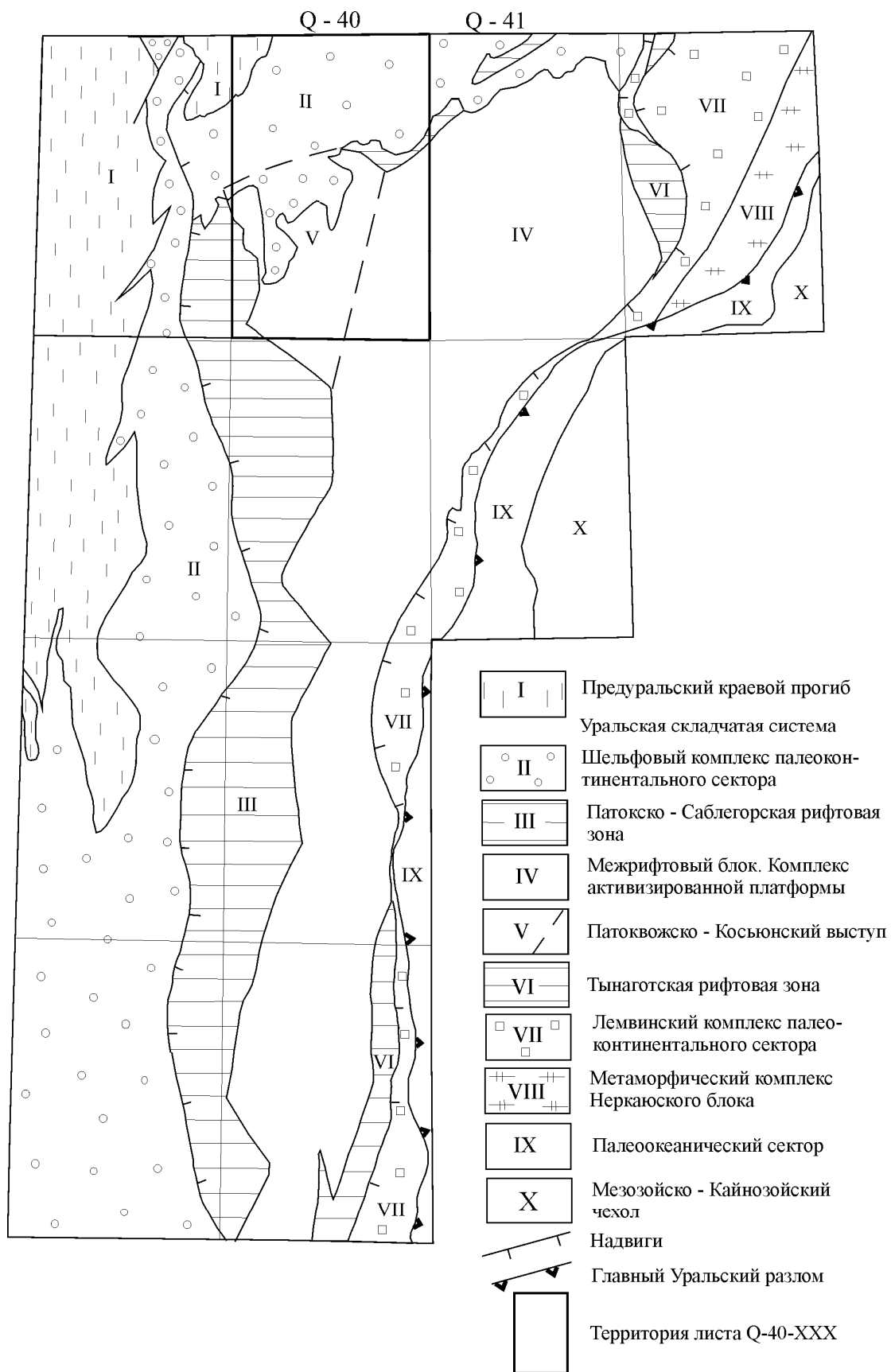


Рис.1 Схема основных структурных элементов территории листа и обрамления.

западнее, имеют форму открытых симметричных складок.

Пермские осадки, выполняющие центриклинальное замыкание Косью-Роговской впадины, дислоцированы гораздо интенсивнее нижележащих, и образуют структуры с крутым (до вертикального) падением крыльев [75].

Дизъюнктивные структуры в уралоидах на территории листа проявлены весьма ограниченно и представлены, в основном, северо-западными (Вангырский, Косьюнский) и северо-северо-восточными (Народнинский, Арьяншорский) нарушениями. Разломы характеризуются восточными падениями поверхностей сместителей. Северо-западные – сбросо-взбросового характера – более крутые (около 70°), северо-северо-восточные – сбросового, взбросо-надвигового типа – пологие ($40-55^{\circ}$) [75]. Наиболее крупной дизъюнктивной структурой является система длительно развивающихся Народнинских разломов, представленных сбросо-взбросами (Западный Народнинский) и взбросо-надвигами (Восточный Народнинский). Зона разлома трассируется вытянутыми телами гранитоидов, что указывает, возможно, на его заложение еще в позднюю стадию байкальского тектогенеза. Блок, ограниченный Западным и Восточным Народнинскими разломами, испытал опускание относительно структур, примыкающих к нему с запада и востока, что обусловило избирательную сохранность в его пределах эрозионно-тектонических останцов обеизской свиты. Некоторые нарушения северо-западного простирания носят характер диаклаз.

5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История формирования образований, слагающих Ляпинский антиклинорий (в пределах территории листа), подразделяется на три крупных цикла – байкальский, уральский (каледоногерцинский) и мезозойско-кайнозойский.

Байкальский цикл охватывает период развития территории с раннего рифея до позднего кембрия. По имеющимся данным на протяжении раннего – первой половины позднего рифея территория являлась частью области с корой континентального типа, с господствующими условиями мелководной морской седиментации, которые можно интерпретировать как шельфовые. В этот период выделяются два цикла осадконакопления.

Первый – нижне-среднерифейский, начинается груботерригенными породами маньхобеинской свиты нижнего рифея (развиты за пределами площади), формированию которых, очевидно, предшествовали поднятие и размыв. Осадки береговой линии моря маньхобеинского времени трансгрессивно сменяются мелководной карбонато-кварцито-сланцевой формацией цокурьинской свиты нижнего рифея, а затем более глубоководным среднерифейским сланцевым разрезом пуйвинской свиты (сланцевая формация). Присутствие вулканитов в составе цокурьин-

ской и пуйвинской свит за пределами территории листа дало повод говорить об условиях активизированной платформы [21, 44, 87 и др.], либо о платформенном режиме с элементами авлакогенеза [4, 5, 6 и др.]. Эффузивная деятельность в период раннего - среднего рифея была незначительна и, возможно, связана с проявлением магматизма траппового типа.

Трансгрессивный режим осадконакопления раннего - среднего рифея в постпуйвинское время завершается складчатостью [43] и очередным поднятием с наступлением континентальных условий. В пределах площади листа наличие средне-позднерифейской складчатости авторами не установлено. Континентальный этап развития территории постпуйвинского времени в свою очередь сменяется в позднем рифее новой трансгрессией, открывающейся образованием фалаховой формации хобеинской свиты. В составе свиты преобладают зрелые кварцевые осадки, в приподошвенной части присутствуют доломиты с высоким содержанием бария и стронция, интерпретируемые [131] как лагунные, близкие к эвапоритам. Эти данные, возможно, указывают на существование в постпуйвинский - предхобеинский период процессов корообразования.

Во второй половине позднего рифея на большей части площади листа сохранялся режим активизированной платформы. Фалаховая формация прибрежно-континентальной, прибрежно-морской зон хобеинской свиты сменяется мелководной шельфовой карбонатно-сланцевой формацией мороинской свиты со строматолитовыми биогермами. В северной половине и крайней западной части листа, а также за его пределами, в данный период начался новый цикл седиментации и магматизма, протекающий на фоне сводовых поднятий и грабенообразования – позднерифейско-кембрийский (байкальский) рифтогенез [21, 22, 23, 43, 44, 45 и др.].

В раннерифтовую стадию режима сводовых поднятий, трассирующих будущую рифтовую зону, в целевых раздвигих проявился интенсивный магматизм в виде излияния умеренно-щелочных лав основного-среднего состава (нижняя часть разреза саблегорской свиты), формирование которых на сводовых поднятиях, происходившее в субаэральных условиях, сменилось затем накоплением вулканогенно-осадочных образований в субмаринной обстановке вследствие заложения рифтовой долины.

В позднем рифее–раннем венде в собственно рифтовую стадию на фоне продолжающихся процессов воздымания территории линейно-сконцентрированный тип растяжения привел к образованию рифтовых грабенов. В пределах последних в субаквальных условиях накапливаются мощные вулканогенные, вулканогенно-осадочные толщи саблегорской свиты, сложенные, в основном, кислыми вулканитами умеренно-щелочного и нормального ряда (верхняя часть разреза саблегорской свиты).

При этом в конце верхнего рифея – раннем венде в пределах межрифтовых блоков сохра-

няется режим активизированной платформы с установившимися с конца позднего рифея континентальными условиями осадконакопления. На последнее, возможно, указывает присутствие конгломератов среди вулканогенно-осадочных образований нижней части разреза саблегорской свиты (за пределами площади). В завершающий этап формирования толщи кислых эффузивов и их туфов, режим растяжения сменился режимом сжатия, что привело к резкому обмелению морских бассейнов в рифтовых грабенах. Это подтверждается красноцветностью эффузивов кислого состава в верхней части разреза вулканогенной толщи.

В раннем венде в условиях начального этапа сжатия происходит прекращение вулканической деятельности с замещением по вертикали вулканогенного разреза терригенным. В пределах рифтовых грабенов, а также в системе прогибов и впадин, осложняющих межрифтовые блоки, в мелководных условиях формируется сланцево-терригенная арьяншорская толща с пестроцветным марганценосным горизонтом в основании. При этом отмечается общий макрокластогенный характер разреза толщи с увеличением размера обломочного материала от подошвы к кровле. На существование континентальных условий на остальной части территории в это время указывает красноцветность осадков арьяншорской толщи, а в разрезах прогибов межрифтового блока – линзы конгломератов в ее основании и залегание на различных толщах пород, вплоть до прикровлевых кварцитов хобеинской свиты.

Смена знака тектонического режима с растяжения на сжатие с «закрытием» рифтовых долин привела к смещению магматизма внутрь жесткого межрифтового блока вдоль ослабленных зон северо-восточного простирания с внедрением в раннем венде [3, 58, 60] габброидов диорит-габбрового парнукского и монцонит-габбрового сивьягинско-манарагского комплексов.

В позднем венде территория вступает в орогенную стадию развития, это фиксируется началом накопления в межгорных впадинах мощных толщ лаптопайской терригенной молассы. В районе сопряжения «закрывшихся» рифтовых грабенов с межрифтовым блоком возобновляется вулканическая деятельность с образованием вулкано-терригенной молассы и системы даек долеритов и риолитов.

На фоне общего поднятия территории протекает процесс складкообразования. Поздняя фаза байкальского тектогенеза (поздний венд – ранний кембрий) характеризуется формированием крупных структур (Хобеизская брахиантиклиналь) и сопровождается внедрением многофазных интрузий синорогенных гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса и гипабиссальных даек долеритов малопатокского долеритового комплекса.

По окончании орогенного этапа развития доуралид на данной территории была сформирована квази(эпи)платформа, и в наступивших условиях пенеплена формировалась кора выветривания (средний-поздний кембрий).

После периода пенепленизации доуралид начался новый рифтогенный этап развития, приведший к разрыву континентальной коры и образованию Уральского палеоокеана. Исследуемый район находился на окраине палеоконтинентального сектора и подвергся процессам сопряженно-континентального рифтогенеза в конце кембрия – начале ордовика. Начальному периоду растяжения (поздний кембрий) соответствует внедрение пикритов сивьягинского пикритового гипабиссального комплекса. С позднекембрийско-раннеордовикским этапом связано заложение грабеноподобных структур с накоплением мощной терригенной толщи алькесвожской, обеизской и саледской свит. При этом алькесвожская и красноцветная обеизская свиты отлагались в континентальных и прибрежно-континентальных условиях, а сероцветная саледская – в прибрежно-морских. В этот период происходило внедрение даек леквожского долеритового гипабиссального комплекса.

Рифтогенный этап развития района со среднего ордовика сменяется стадией пассивной континентальной окраины, на которой формируется мощная толща мелководных шельфовых карбонатных осадков Западно-Уральской карбонатной надформации, нижняя граница которой отвечает подошве кожимской свиты, а верхняя – кровле каменноугольных отложений. На описываемой территории карбонатная надформация «расслаивается» вклинивающимися с запада «языками» терригенных пород. Так, в основании эмского яруса на сотчемкыртинской свите с размывом залегает толща кварцитопесчаников такатинской свиты с выпадением из разреза пражских отложений, что обусловлено, существованием в этот период континентальных условий осадконакопления. В верхней части живета выделяются пашийские песчаники, а в основании визейского яруса – пэчаельская толща кварцевых песчаников.

В орогенный этап развития уральской геосинклинали в обстановке коллизии заложился Предуральский краевой прогиб с накоплением в его нижней части мощной морской, а в верхней части – континентальной (на данной площади отсутствует) молассы.

В уральскую фазу тектогенеза, завершившегося в позднем триасе, весь комплекс пород от нижнего рифея до карбона включительно был вовлечен в складчатость, в результате которой сформировался Ляпинский антиклинорий.

С ранней юры устанавливается длительный период тектонической стабилизации, сохранявшийся в течение юры и мела. За это время в ходе пенепленизации, сопровождавшейся корообразованием каолинит - гидрослюдистого профиля, герцинское горное сооружение было почти полностью нивелировано [57]. В результате была сформирована поверхность предельного выравнивания (пенеплен), фиксированная корами выветривания.

В раннем палеогене (позднем мелу?) в результате неотектонической активизации региона произошло зарождение зоны кряжа и сопряженной депрессии, что проявилось в заложение сис-

темы грабенов северо-восточной ориентировки, «оперяющих» современный морфоструктурный план Урала (Зыбкалангельско-Вой-Вожский грабен, Индысейско-Вожкосьюнский грабен). Сопряженные горсты составили основу современного горного сооружения.

На раннеорогенном этапе возрождения горной системы, в течение раннего - среднего палеогена в условиях слабого воздымания горстов, амплитуда горст-грабенов территории была незначительной. Благоприятные климатические условия, на фоне понижения регионального базиса эрозии, способствовали активному проявлению процессов комплексной денудации при формировании поверхностей педиплена.

К олигоцену Приполярный Урал был расчленен по субмеридиональным направлениям малдинской гидросетью. Осадки последней, на сопредельных территориях [120, 136], были переработаны процессами корообразования каолинит - гидрослюдистого профиля. В миоцене эрозийное расчленение гор достигло максимума. Были сформированы врезы на 60 и более метров глубже современных. В плиоцен-эоплейстоценовое время произошло наступление вод Арктического бассейна в пределы Предуралья и Зауралья. По палеофиордам морские воды проникали в горную часть и, судя по находкам морской микрофауны, уровень бассейна в межгорных депрессиях достигал современных абс. отм. 450 м и более. Следствием трансгрессии явилось значительное захоронение переуглублений. Вне горной части был сформирован обширный континентально-морской молассоидный чехол (am, gmN₂-I).

Воздымание региона и вторая (после верхнемел-палеоценовой) неотектоническая активизация в начале неоплейстоцена положили начало регрессии вод Арктического бассейна и активному развитию гидросети в направлениях поперечных уральским структурам. Серия оледенений Урала (от обширного горно-покровного в среднем неоплейстоцене, до рудиментарного карового в голоцене) завершает геологическую историю формирования территории.

6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа относится к Уральскому кряжу и представляет собой систему низко-среднегорных хребтов, предгорных возвышенностей субмеридионального простираения и сопряженных депрессий, выклинивающихся в южном направлении и раскрывающихся в северном.

Основными факторами морфогенеза являлись: предельное выравнивание (пенепленизация) герцинского коллизионного орогена в мезозое; постплатформенный орогенез в раннекайнозойское время, сформировавший основные черты современного морфоструктурного плана площади; ряд относительных колебаний региона в среднем-позднем кайнозое, на фоне продолжавшегося обособления возрожденной Уральской морфоструктуры; значительное похолодание кли-

мата, сопровождавшееся оледенениями в позднем кайнозое.

При составлении геоморфологической схемы и легенды к ней использованы принципы, изложенные в Методических указаниях [10].

Для территории листа выделены следующие основные генетические категории рельефа: структурно-денудационный, денудационный, аккумулятивно-денудационный, денудационно-аккумулятивный.

Структурно-денудационный рельеф. В условиях становления Уральского возрожденного орогена, для рассматриваемой территории, при преобладании процессов денудации, особенно четко проявилось влияние геологической структуры на формирование рельефа. Ее отражение в рельефе меняется в зависимости от соотношения эндогенных и экзогенных процессов, а также от конкретных физико-географических условий проявившихся в степени влияния фактора ледниковой денудации.

Влияние тектонического фактора, которому принадлежит ведущая роль в формировании основных геоморфологических элементов и граней рельефа территории, проявилось комплексно. Активно – в деформации уже созданного рельефа (например поверхности пенеплена). В то же время пассивное влияние выразилось в активизации денудационных процессов на крыльях крупных палеозойских атиклиналей к которым унаследованно приурочены зоны неотектонических дизъюнктивных дислокаций. В результате были сформированы *склоны и уступы predetermined комплексным проявлением неотектонических разрывных нарушений и денудационной препарировки на крыльях антиклинальных структур*. На большую часть таких форм в позднекайнозойское время были наложены процессы экзарации, эрозии и аккумуляции. Измененные фрагменты таких форм рельефа приурочены к границе предгорья – горы. Время их формирования коррелирует времени становления современного морфоструктурного плана Урала – ранний-средний кайнозой (Р-N).

В пределах предгорий и горного сооружения выделяются *уступы, predetermined препарировкой элементов складчатых структур и зон древних разрывных дислокаций*.

Денудационный рельеф представлен: фрагментами цокольного пенеплена; фрагментами педицена и сопряженных склонов; эрозионными склонами и днищами долин.

В современном плане на вершинах горных хребтов и массивов сохранились уплощенные фрагменты древних уровней выравнивания, созданные процессами комплексной денудации. *Фрагменты цокольного пенеплена* наблюдаются на высотах с абс. отм. от 800 до 1600 м. Время формирования, по региональным данным, определяются как юрско-меловое (J-K). Сохранившиеся площадки пенеплена характеризуются значительной сглаженностью (углы наклона до 5° и, редко, до 10°), сравнительно небольшими относительными превышениями и осложнены от-

дельными литоморфными уступами и останцами. Распределение высотных отметок фрагментов пенеplена подчиняется структурно-морфологическому плану горного сооружения – минимальные (800-1100 м) высоты имеют площадки, развитые в краевой части, а максимальные (1300-1500 м) характерны для площадок в приосевой части горной системы.

Фрагменты некомпенсированной поверхности выравнивания – педиplена, сформированы процессами комплексной денудации при параллельном отступании склонов в породах различной устойчивости. Формирование педиplена происходило на раннеорогенном этапе в условиях неотектонической активизации и обособления современного морфоструктурного плана Урала в раннем-среднем палеогене (Р₁₋₂). Соответствующие площадки наблюдаются на абс. отм. 500-700 м и сохранились на территории в единичных случаях. Вышерасположенные склоны, сопряженные с сохранившимися фрагментами, характеризуются абс. отм. 700-1100 м. Пологонаклонные (до 5-10°) площадки педиplена несут следы воздействия процессов морозного и снежного выветривания и солифлюкции в виде глыбовых россыпей и перистых шлейфов вокруг гряд и мелких останцов (высотой в первые десятки метров), приуроченных к выходам кембрийских долеритов и ороговикованных докембрийских пород (правобережье р. Бол. Паток). Часто выположенная поверхность педиplена интенсивно переработана процессами экзарации и аккумуляции плейстоценовых оледенений (верховья р. Седью, левобережье р. Бол. Паток и др.) и в этих случаях отнесена к формам рельефа аккумулятивно-экзарационного генезиса.

Эрозионные склоны и днища долин. Созданы эрозией рек и эрозией внутриледниковых и внеледниковых потоков на этапе активизации эрозионных процессов в ходе деградации ледовых полей вангерьюского оледенения. В результате чего на границе горное сооружение – низменность произошла значительная перестройка гидросети и формирование активно врезающихся новых долин (р. Косью и ее притоки в северо-западной части площади). Характерные склоны сформировавшихся долин – крутые (>30°) и средней крутизны (более 10° и до 30°). Время формирования – конец среднего неоплейстоцена-голоцен (Q_{II-H}). Комплекс аллювиальных террас (внемасштабны) для этих отрезков долин представлен тремя надпойменными уровнями.

Аккумулятивно-денудационный рельеф. К этой категории отнесены поверхности выравнивания в горной и предгорной частях территории, переработанные экзарационными процессами и, в меньшей степени, процессами ледниковой аккумуляции.

Значительные площади денудационных поверхностей на абс. отм. 800-1100 м (междуречье Косью и Вангыра) и на абс. отм. 500-700 м значительно переработаны в ходе вангерьюского и ханмейского оледенений. В результате экзарационной деятельности последних литоморфные и структурные останцы, ступени, зоны мелких разрывных нарушений проявлены сильнее, чем на

неизмененных фрагментах поверхностей выравнивания, где микрорельеф менее контрастный. Ледниковая аккумуляция также значительно проявлена в пределах этих поверхностей и ее поля развития приурочены к понижениям микрорельефа.

Выделяются аккумулятивно-экзарационная холмистая поверхность выравнивания на абс.отм. 400-1100 м ханмейского (Q_{III}^2) времени формирования и более древняя и менее расчлененная аккумулятивно-экзарационная пологохолмистая поверхность выравнивания на абс.отм. 400-800 м вангерьюского (Q_{II}) времени формирования. Первая развита в горной и предгорной частях Приполярного Урала, вторая в предгорной части восточного и западного склонов.

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен денудационно-аккумулятивной подгорной равниной; эрозионно-аккумулятивными предгорными и межгорными равнинами; эрозионно-аккумулятивными склонами и днищами речных долин.

Денудационно-аккумулятивная подгорная равнина сформирована на плиоцен-среднечетвертичном этапе (N_2-Q_{II}) максимальных трансгрессий Арктического бассейна в пределы Печорской низменности и Предуралья. Равнина развита ниже абс.отм. 450-500 м вне пределов гор. Коррелятивными рельефообразующими отложениями являются ледово-морские и аллювиально-морские суглинки, глины, пески с фауной фораминифер.

Эрозионно-аккумулятивные предгорные и межгорные равнины, сформированные эрозионными и аккумулятивными процессами внутриледниковых и внеледниковых потоков на этапах деградации вангерьюского (Q_{II}) и ханмейского (Q_{III}^2) оледенений, широко развиты на переходе от горной системы к низменности (Ягинейско-Зыбкаланьельская предгорная депрессия) и, в меньшей степени, в межгорных депрессиях (Индысейской, Вангырской, Верхнекосьюской, Большепатокской). Коррелятивные отложения в первом случае – вангерьюский флювиогляциал (f_{IVn}); во втором случае – ханмейский флювиогляциал (f_{IIIh}) и гляциоаллювий (fa_{IIIh}).

Эрозионно-аккумулятивные днища и склоны речных долин. В масштабе геоморфологической схемы (1:500000) аккумулятивные днища и эрозионные склоны речных долин нецелесообразно показывать раздельно и эти формы рельефа представлены в объединенной категории. Формирование значимых площадей соответствующего рельефа прошло в два этапа.

Эрозионно-аккумулятивные днища и склоны долин ханмейско-голоценового времени формирования (Q_{III}^2-n). Развиты в долинах р.р. Косью, Вангыр, Ягиней, Б.Паток, Манья, Парнук. Начало этапа – активизация эрозии при деградации ханмейского оледенения. Эрозионная составляющая ярко проявлена на отдельных отрезках долин р.р. Косью, Ягиней, Манья, Парнук. Склоны, сформированные эрозионными процессами, в этих случаях крутые ($>30^\circ$) и средней крутизны (от 10° до 30°). Аккумулятивная составляющая выполнена аллювиальными террасами двух надпойменных (высотой до 10-12 м) и двух пойменных (высотой до 2,5-3 м) уровней.

Эрозионно-аккумулятивные склоны и днища долин полярноуральско-голоценового времени формирования ($Q_{III}^4 - n$) наблюдаются в долинах р.р. Б. Паток, Нидысей, Войвож-Сыня, Вангыр и др. Начало этапа предопределено активизацией эрозии при таянии полярноуральских ледников. Аккумулятивная составляющая представлена зандровыми полями и гляциоаллювиальными террасами (образование на этапе деградации полярноуральского оледенения) в районах верховьев р.р. Парнук, Ягиней, Войвож-Сыня и др., совместно с комплексом аллювиальных террас – пойменных уровней и первого надпойменного уровня (высотой до 7 м). Эрозионные склоны развиты незначительно.

Формы ледниковой аккумуляции и экзарации вангерьюского времени формирования (Q_{II}) представлены серией аккумулятивных составляющих: равнинными полями, образованными основной мореной; широкими полями конечноморенных холмов и гряд; пологими (до средней крутизны) склонами межгорных и предгорных депрессий, сформированных боковыми и основными моренами. Высота отдельных моренных холмов на междуречье Ягиней-Косью достигает 20-25 м. Внешние (западных направлений) склоны конечноморенных холмов более крутые (до 20-30°). Между холмами располагаются заболоченные понижения. Экзарационный рельеф, выработанный в ходе вангерьюского горно-покровного оледенения, представлен склонами развитыми на границе горы – предгорья и, фрагментарно, в предгорьях, где они сопряжены с конечноморенными формами одновозрастного аккумулятивного рельефа. Склоны, от крутых (>30°) до пологих (10-15°), наблюдаются на абс.отм. от 300 до 1000 м.

Формы ледниковой аккумуляции и экзарации ханмейского времени (Q_{III}^2). Сформированы в ходе ханмейского оледенения сетчатого типа, представлены, для аккумулятивной составляющей, равнинными полями, выполненными основной мореной; холмисто-западинными, холмисто-грядовыми полями конечных морен; склонами трогов и межгорных депрессий, сформированными боковыми и основными моренами ханмейского оледенения. Равнинные поля локально развиты в межгорных депрессиях: Индысейско-Вожкосьюнской, Вангырской и значительно рассечены, разбиты на фрагменты наложенными эрозионно-аккумулятивными процессами. Холмисто-грядовые, холмисто-западинные поля наблюдаются в осевых частях долины р. Вангыр (район устья р. Харота) – грядово-холмисто-западинный рельеф с шириной гряд и холмов до 1 км при высоте 5-15 м, долины р. Косью (район устья р. Индысей) – крупно-холмисто-грядовый рельеф, ширина холмов от 0,5 до 1 км, высота от 5 до 20 м и более; долины р. Индысей – узко-грядово-холмисто-западинный рельеф, ширина гряд, холмов – 100-500 м, высота 5-15 м и более. Склоны межгорных депрессий, трогов, сформированные боковыми и основными моренами, подчеркнуты сохранившимися фрагментами валов боковых морен на обоих склонах Вангырской депрессии, на правом берегу р. Косью ниже устья р. Капкан-вож и в ряде других

мест. Экзарационные склоны широко развиты в зоне кряжа (до абс.отм. 1400 м) и фрагментарно в предгорьях западной части (р. Вангыр, р. Седью) на абс. отм. 400-700 м. Экзарационные склоны ханмейских троговых долин крутые и средней крутизны, в предгорьях - средней крутизны, до пологих (более 10-15°).

Формы рельефа ледниковой аккумуляции и экзарации полярноуральского времени (Q_{III}^4) широко распространены в горной части и, в отдельных случаях, в высоких предгорьях. Сформированы, в большинстве случаев, горно-долинными и каровыми ледниками. Экзарационный рельеф полярноуральского времени формирования значительно развит в среднегорьях и, в меньшей степени, в низкогорьях. Склоны трогов, цирков и каров этого времени наблюдаются на отм. от 500 до 1650 м (г.г. Манарага, Диоритовая). В большинстве случаев углы наклона склонов более 30°. По положению конечноморенных форм в створе горных перевалов реконструируются древние переметные ледники (Харотско-Юнковожский, Вангырско-Мало-Парнукский, Ломесьвож-Хобеинский и др.). Мелкие ледники плоских вершин устанавливаются на междуречьях Паток – Манья, Юнковож – Вангыр, а ледники склонов и подножий склонов у г. Сундук и в верхнем течении р. Косью, ниже устья р. Капкан-вож. Формы рельефа представлены холмисто-грядовыми краевыми моренными образованиями и сопряженными полями слабо всхолмленной основной морены. Конечноморенные гряды в верховьях р. Парнук при ширине в 150-200 м имеют высоту 15-25 м; в долине р. Косью, в районе устья руч. Моренного, при ширине в 100-200 м высота от 5 до 60 м; в долине р. Манараги при ширине в 200-400 м их высота составляет более 20 м. По превышению валов боковой морены над озерами западин холмисто-грядового рельефа осевых частей долин определяется мощность палеольда: 70-80 м для долины р. Парнук; 70-75 м – руч. Моренный и 120-160 м для долины р. Манарага.

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией и экзарацией голоценового рудиментарного (карового) оледенения (Q_H), представлен как экзарационными крутыми (>30°) склонами, развитыми в пределах среднегорья, выше абс.отм. 900 м (в единичных случаях выше 700 м), так и незначительными по площади (от 0,5 до 2-4 км²) неравномерно всхолмленными моренными полями. Последние, в большинстве случаев, сформированы каровыми и висячими ледниками (верховья р. Капкан-вож, истоки р. Озерная, оз. Воейкова, район современных ледников Рихтера, Маньхобе и многие др.). В ряде случаев моренные поля сформированы голоценовыми переметными ледниками (перевал р.р. Лунвож-Нидысей и Капкан-вож, руч. Падежа-вож и Олений и др.) и ледниками склонов и подножий склонов (район р. Правый Вож-Ягиней; истоки р. Нидысей, р. Озерная, район верхнего течения руч. Падежавож и др.). Моренные гряды достигают высоты в 3-10 м и ширины 50-150 м (район г. Падежавож).

7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Металлические полезные ископаемые

Металлические полезные ископаемые на изученной площади представлены скоплениями черных, цветных, благородных металлов, редкоземельных и радиоактивных элементов.

Черные металлы

Подгруппа черных металлов включает в себя проявления и пункты минерализации железа и марганца.

Железо. Известные на площади проявления и пункты минерализации железа относятся к контактово-метасоматическому, вулканогенно-осадочному, гидротермальному и осадочному генетическим типам. Наиболее крупными из них являются проявления контактово-метасоматического генезиса, скарнового геологопромышленного типа: Каровое (IV-1-5), парагенетически связанное с долеритами малопатокского комплекса, и Вангырское (III-3-20) – с гранит-порфирами второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Геологическое строение рудопоявления Карового определяют сложнодислоцированные отложения хобеинской и мороинской свит, прорванные многочисленными телами долеритов малопатокского комплекса, перекрытые с угловым и стратиграфическим несогласием породами обеизской свиты. На проявлении широко развита дизъюнктивная тектоника. Выделяется крупный разлом северо-западного простирания и система более мелких разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Оруденение приурочено к скарнированным, на контакте с долеритами, доломитам мороинской свиты. Рудные тела, сложенные преимущественно массивными рудами, штокообразной, линзовидной формы и в виде мелких гнезд, образуют ряд разрозненных выходов, вытянутых в северо-восточном направлении. Площадь отдельных рудных тел достигает 10-15 м², а их суммарная мощность в пересечениях – 12-14 м. Минеральный состав руды: магнетит и мартит. В небольших количествах присутствуют пирит, борнит, малахит. Руды относятся к богатым (Fe > 45%), высококачественным, чисто магнетитовым (редко полумартитовым), медистым (Cu – 0,015-6,29%). Прогнозные ресурсы железа категории P₂ оценены в 1 млн. т., при среднем содержании Fe – 55% и глубине прогноза 100 м [105].

Некоторые исследователи [117] отмечают сходство оруденения с месторождениями магномартитовой формации. В таком случае прогнозные ресурсы проявления могут увеличиться за счет значительной протяженности руд на глубину.

Оруденение Вангырского проявления представлено телами неправильной формы, ветвящимися прожилками, гнездами и вкрапленностью гематита, реже магнетита в доломитах мороин-

ской свиты, прорванных маломощными телами гранит-порфиров сальнерско-маньхамбовского комплекса. Протяженность рудных тел колеблется от 2-3 м до нескольких десятков метров, мощность – от нескольких см до 3 м. Оруденение прослежено в бортах ручья Рудного на протяжении 3 км. Руды существенно гематитовые, количество магнетита изменяется от 10 до 40%, из второстепенных рудных минералов присутствует сидерит, халькопирит, пирит. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 28-29 тыс. т руды, при среднем содержании железа 44% [100, 113].

К оруденению вулканогенно-осадочного генетического типа кремнисто-гематитовой рудной формации относится Харотинское рудопроявление (III-2-2). Гематитовая минерализация на проявлении приурочена к отложениям арьяншорской толщи, располагаясь в выделенном здесь железо-марганцевом горизонте. Рудное тело имеет форму линзы, вытянутой на 70 м в северо-восточном направлении, с крутым падением на восток, согласно вмещающим породам – туфам кислого состава с прослоями вишневых филлитовидных сланцев. Внутри тела выделено три, наиболее обогащенных гематитом, прослоя длиной от 10 до 15,5 м и мощностью 0,5 м, 2,2 м, 5,3 м, чередующихся с филлитовидными сланцами. Наблюдаются постепенные переходы от сланцев, обогащенных тонкораспыленным гематитом, до сливных железистых кварцитов, сформированных по туфам кислого состава. Среднее содержание железа в рудах составляет 25,4%. Присутствуют: Cu – до 0,7%, Ag – до 9 г/т. Руды признаны бедными, низкосортными, промышленного значения не имеют.

Оруденение гидротермального генетического типа, пункт минерализации IV-1-17 (участок Светлый), представлено вкрапленностью магнетита в темно-серых алевросланцах мороинской свиты, прорванных многочисленными дайками долеритов малопатокского комплекса. Минерализация локализуется в экзоконтактных частях даек, образуя ореолы (до 10 м) тонкой, рассеянной вкрапленности магнетита и в зонах небольших разрывных нарушений северо-западного простирания, оперяющих более крупный разлом того же направления. Магнетит здесь выполняет секущие прожилки, мощность которых не превышает 1 мм. Содержание железа в среднем составляет 8-10%. Обогащенные магнетитом породы образуют полосу шириной 300-500 м, вытянутую в северо-западном направлении и фрагментарно прослеженную на 2,5 км.

Оруденение осадочного генетического типа представлено пунктами минерализации I-1-2, 3; II-1-1 с брекчиевидными и оолитовыми окисленными шамозитовыми рудами, залегающими в виде маломощных (до 0,2 м) линз, прослоев (до 0,5-0,7 м) и рассеянной вкрапленности оолитов в песчаниках и глинистых сланцах среднедевонского возраста. В небольших количествах в рудах присутствует сидерит. Содержания Fe_2O_3 варьируют от 11,65% до 43,17%, FeO – от 13,2 до 32,36%.

Марганец. Марганцевое оруденение представлено одним проявлением и большим количеством пунктов минерализации, относится к вулканогенно-осадочному генетическому типу эффузивно-кремнистой рудной формации и локализовано на границе саблегорской свиты и арьяншорской толщи в красноцветном железо-марганцевом горизонте. На территории листа его разрез в основном представлен существенно сланцевыми образованиями арьяншорской толщи. О локализации марганцевой минерализации у некоторых геологов существует иное мнение. Считается, что рудный горизонт приурочен к отложениям пуйвинской свиты среднего рифея вследствие его частого сопряжения с кварцитами хобеинской свиты [118].

Горизонт фрагментарно прослеживается на значительной площади, неоднократно повторяясь в складчатых структурах. Его мощность варьирует от 20 до 200 м, в среднем составляя 50-60 м. По минеральному составу марганцевые руды делятся на окисные (браунит), карбонатные, силикатно-карбонатные, карбонатно-силикатные (кутнагорит, родохрозит, спессартин) и силикатные (спессартин, родонит, пьмонтит). Минерализация в виде согласных слоев, линз и рассеянной вкрапленности неравномерно распределяется в рудоносном горизонте и составляет 5-12% от его объема. Иногда, на небольших по мощности интервалах, от 0,2 до 2,0 м (до 0,1-0,15 м для окисных разностей), рудные слои и линзы сближены и образуют скопления, где насыщенность ими достигает 30-50%. Мощности рудных обособлений невелики, от долей мм до 2-3 см, редко до 5 см для окисных руд и от долей см до 0,5 м для всех остальных типов.

Марганцевому оруденению сопутствует железорудная рассеянная и вкрапленная минерализация (гематит, в меньшей степени магнетит), иногда образующая не только маломощные (1-2 см) слойки (ПМ. III-2-25; П. IV-3-7), но и более крупные скопления (проявление Харотинское – III-2-2). Нередко в силикатных, карбонатно-силикатных рудах и во вмещающих породах рудоносного горизонта присутствует убогая вкрапленность пирита, халькопирита, галенита (ПМ. III-2-32; П. IV-3-7; ПМ. IV-3-10, 11).

Процессами окисления, в значительной степени, затронуты лишь карбонатные руды. В отдельных случаях (ПМ. IV-1-10, 13, 16) установлены собственно окисленные руды, где марганец на 75-100% находится в форме MnO_2 [118]. Гипергенная минерализация марганца также присутствует в редких прослоях и линзах светло-серых песчаников существенно кварцевого состава, залегающих в марганценосном горизонте (ПМ. IV-1-11, 19).

В пространственном размещении минеральных типов марганцевых руд отмечается определенная закономерность. Руды, содержащие силикаты марганца, как правило, развиты в пределах зон влияния гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса. Тогда как на удалении от гранитных интрузий (ПМ. IV-1-10, 11, 12, 13, 16) выявлены только карбонатный и окисный тип оруденения. По-видимому, силикаты марганца сформировались при метаморфизме первичных

карбонатных руд под влиянием гранитов. Непосредственно на контактах с гранитами, где метаморфизм проявлен еще ярче, в силикатных рудах, кроме спессартина, формируются родонит, пьмонтит, розовый турмалин и гранат альмандин-спессартинового состава (ПМ. III-2-26, 28; IV-2-4). В окисных рудах также появляется спессартин, а браунит частично замещается гематитом [118].

Содержания марганца колеблются в широких пределах, от 3,2 до 32,9%, составляя в среднем 7-13%. Помимо марганца иногда присутствуют: Pb – до 0,25%, Cu – до 0,15%, Zn – до 0,08%, Au – до 0,45 г/т, Ag – до 3 г/т (П. IV-3-7; ПМ. III-2-32; IV-3-10). Руды относятся к высококремнистым, убогим и весьма бедным.

Проявление Надеждинское (IV-3-7) находится на правом борту р. Бол. Паток. Общая протяженность выходов марганценосного горизонта на проявлении составляет около 6 км. Суммарная мощность рудных интервалов колеблется от 3,0 до 15,0 м. Руды в подавляющей массе существенно силикатного состава. Прогнозные ресурсы категории P₂ оценены в 25 млн.т руды со средними содержаниями Mn – 7%, Fe – 6,16%, P – 0,06% и SiO₂ – 59,8%. Из них прогнозные ресурсы окисных руд составляют 43 тыс.т руды при содержании Mn –10-18%, Fe – 5-7%, P – 0,06-0,07%, SiO₂ – 55% [91]. По содержанию марганца и по составу (преимущественно силикатный) руда является некондиционной. Проявление не представляет промышленного интереса.

В отличие от восточных районов, где марганцевые руды содержат значительную долю силикатных разностей, более перспективной выглядит площадь, расположенная у западной рамки листа. Как указывалось ранее, здесь (правый борт руч. Арьяншор) установлены руды только карбонатного и окисного состава, к тому же в значительной степени подвергнутые гипергенным изменениям. Так в пункте IV-1-13 минерализация главным образом представлена вторичными окислами Mn, пропитывающими породы рудного горизонта (вскрыт канавой длиной 38 м). Содержания Mn, по результатам бороздового опробования, колеблются от 3 до 9%, достигая в слойке (5 см) карбонатной руды 20,2%. При этом суммарная истинная мощность интервалов с концентрацией Mn > 5% составляет 8,45 м, при средневзвешенном содержании 7,29%. Севернее (ПМ. IV-1-12), в разрезе рудоносного горизонта, неравномерно пропитанного гидроокислами Mn, установлены тонкие (до 5 мм) слойки окисных (?) руд. Здесь содержания Mn достигают 10,69% на истинную мощность 10 м [118]

Цветные металлы

В настоящее время на изученной площади известны проявления и пункты минерализации меди, свинца, цинка, олова, молибдена и вольфрама. Из них наиболее распространенным видом полезного ископаемого является медь.

Медь. Основные перспективы территории связаны с оруденением медистых песчаников гидротермально-осадочного генетического типа.

Меденосный горизонт плащеобразной формы приурочен к подошве саледской свиты. Выполняя ряд синклинальных структур и многократно повторяясь на их крыльях, медное оруденение занимает довольно значительную площадь в северной части листа, входящую в Косью-Кожимский меднорудный район. На изученной территории рудный район включает в себя 12 проявлений (I-3-1, 2, 3; I-4-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8; III-1-5) и более десятка пунктов минерализации (I-2-1, 3; I-4-9; II-2-3, 5, 6, 7, 8; II-3-1, 2, 3; III-1-4).

Медная минерализация локализуется в пачке зеленовато-серых кварцевых песчаников с прослоями алевролитов и сланцев. Подстилающие рудный горизонт породы обеизской свиты представлены вишневыми кварцитовидными песчаниками с прослоями гравелитов. Мощность меденосного горизонта колеблется от первых десятков сантиметров до 25-35 м в раздувах, в большинстве случаев составляя 1,5-3 м, до 7 м. Буровыми скважинами оруденение прослежено до глубины 300 м [81, 82].

Распространенными типами первичных руд являются: халькозиновый, борнит-халькозиновый, борнит-халькопиритовый, халькопиритовый. Из вторичных минералов присутствуют малахит, псевдомалахит, брошантит, ковеллин, самородная медь, встречающиеся до глубины 70-120 м. Сульфиды меди образуют в цементе песчаников рассеянную вкрапленность и линзовидно-шиповые скопления густовкрапленных руд или в виде каемок обрамляют песчаные линзы в сланцевых прослоях. Содержания меди варьируют от 0,01% до 2-5%. Наиболее высокие концентрации тяготеют к нижней части горизонта. Из сопутствующих элементов присутствует Ag – от 0,1 до 5 г/т, иногда достигая 30 г/т, Pb – 0,0002-0,03%, Zn – 0,001-0,02%.

По ряду наиболее изученных и рудоносных структур, объединенных в Косью-Кожимское меднорудное поле, произведен подсчет прогнозных ресурсов категории P₂ при бортовом содержании меди 0,4% (табл. 1) [82].

Таблица 1

Прогнозные ресурсы меди рудопроявлений медистых песчаников

№№ пп	Индекс клетки	Номер на карте	Наименование проявления	Площадь объекта м ²	Среднее содержание %	Средняя мощность м	Объемный вес руды т/м ³	Прогнозные ресурсы тыс.т
1	I-3	2	Синклиналь Ниды- сейская	49 000 00	0,7	1,3	3,1	1400
2	I-4	2	Синклиналь Теснин-	1 760 000	1,0	1,8	3,0	95

№№ пп	Ин- декс клет- ки	Но- мер на кар- те	Наименование проявления	Площадь объекта м ²	Сред- нее со- держа- ние %	Сред- няя мощ- ность м	Объ- емный вес руды т/м ³	Прог- нозные ресур- сы тыс.т
			ная II					
3	I-4	3	Синклиналь Теснин- ная I	730 070	0,7	3,4	3,1	54
4	I-4	4	Синклиналь Цент- ральная	2 600 000	0,7	1,5	3,0	82
5	I-4	5	Синклиналь Стано- вая (северная часть западного крыла)	5 500 000	0,8	2,5	3,0	330

Произведена оценка Войвожского проявления (III-1-5), где ресурсы категории P₂ составили 30 тыс. т меди, при среднем содержании полезного компонента 0,2% [131].

Проведенные технологические испытания руд (II. I-4-3) показали хорошую их обогатимость [82], но из-за низкого содержания меди освоение проявлений в настоящее время нерентабельно.

Остальные пункты минерализации меди гидротермального генезиса можно разделить на две группы. Первая отнесена к оруденению медного кварцево-жильного рудноформационного типа (ПМ. III-1-2, 3, 6, 7; III-2-3, 10, 38; III-4-6, 7, 8, 10, 12, 15, 17; IV-1-1, 2). Сульфидная минерализация, представленная рассеянной и прожилково-гнездовой вкрапленностью пирита, халькопирита или халькозина приурочена в основном к маломощным кварцевым жилам и прожилкам. Часть пунктов (III-4-6, 7, 8, 10, 12, 15, 17) локализована в габбро и габбродиоритах парнукского комплекса. Содержания Cu здесь достигают 1%, Ag – 5 г/т, Zn – 0,03%. Другая часть располагается в отложениях саблегорской, лаптопайской и обеизской свит. Содержания Cu колеблются от 0,15 до 4,8%. Ag – от 1 до 55 г/т, Au – от 0,14 до 1 г/т. В некоторых пунктах присутствуют (в %): Pb – до 0,35; Zn – до 0,15; Ni – 0,04; Co – 0,01; As – 0,05 и Bi – 0,002.

Вторая группа пунктов минерализации (I-3-4; II-4-10; III-2-22, 24, 30, 39, 40; III-3-10; IV-1-14; IV-3-1, 8, 13), неясной формационной принадлежности, представлена маломощными, непротяженными зонами рассланцевания и ожелезнения с рассеянной вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и халькозина, иногда присутствуют магнетит и гематит. Минерализация локализована в разнообразных по составу и возрасту породах. Содержания меди варьируют от 0,02 до 4,37%, Ag – от 5 до 100 г/т, Au – от 0,01 до 0,17 г/т, иногда присутствует Zn – до 0,03% и As – до 0,005%.

Из общего количества пунктов гидротермального генетического типа следует выделить ряд,

объединенный общей характерной чертой (II-4-10; III-1-2,7; III-2-3, 10, 38, 40; IV-1-1; III-3-10). Медное оруденение в этих случаях локализуется вблизи от границы регионального несогласия между верхнепротерозойскими и палеозойскими образованиями, располагаясь как выше, так и ниже этой границы. Для этого оруденения характерны кварцево-жильные зоны и зоны вкрапленной минерализации, контролируемые разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного и субмеридионального направления, в том числе межформационными. Параметры оруденения обычно ограничиваются первыми метрами, за исключением пункта IV-1-1, где кварцево-жильная зона с сульфидами прослежена по простиранию на 400 м при мощности до 5 м. Рудная минерализация представлена халькозин-борнитовой или пирит-халькопиритовой ассоциациями, иногда присутствует галенит и сфалерит. Содержания Cu варьируют от 0,02 до 4,8% в IV-1-1, Ag – от 1 до 55 г/т, Au – от 0,01-0,18 г/т, достигая 1 г/т в III-1-2, Pb – от 0,01 до 0,35% в III-1-2, Zn – от 0,04-0,1% до 0,15 % в IV-1-1. Только для оруденения этого типа характерны повышенные концентрации Ni – до 0,04% (III-2-3), Co – 0,01% (III-2-3; IV-1-1), Bi – 0,01% (III-1-2) и As – 0,05% (IV-1-1).

Предполагается, что формирование данной минерализации происходило синхронно с формированием медистых песчаников (единственный источник рудного вещества). При этом толща обеизской свиты являлась экраном, вблизи которого осуществлялась частичная разгрузка гидротермальных растворов. Истечение же гидротерм в поверхностный водный бассейн происходило одновременно с осадконакоплением отложений саледской свиты.

Так, возможно, одним из каналов поступления меденосных гидротермальных растворов является кварцево-жильная зона с сульфидами меди (ПМ. III-1-6), локализованная в верхней части разреза обеизской свиты. Мощность зоны – 6-8 м (протяженность не установлена). Количество жил достигает 4-5 при мощности до 5 см. В жилах и во вмещающих породах (сланцы и песчаники обеизской свиты) отмечена рассеянная вкрапленность и мелкие гнезда борнита, халькозина и примазки медной зелени. Содержание Cu в штуфных пробах не превышает 0,5%, Ag – 3г/т.

Выделенные на территории листа площадная (ВГХО. II-2-2) и ряд точечных литохимических аномалий меди, а также меди и серебра, с содержаниями Cu – 0,004-0,27%, Ag – 0,2-5 г/т, приурочены к отложениям обеизской или саледской свит и сопровождают оруденение медистых песчаников.

При шлиховом опробовании сульфиды и вторичные минералы меди (халькозин, халькопирит, малахит) установлены в аллювии практически всех водотоков, дренирующих горизонт медистых песчаников. Концентрации минералов обычно не превышают единичных знаков.

Свинец. На изученной площади известны лишь пункты минерализации свинца, которые по составу рудовмещающих пород можно разделить на несколько групп. К первой группе относят-

ся пункты гидротермального генетического типа, свинцово-цинковой жильной рудной формации (ПМ. III-2-16, 18; IV-1-7). Минерализация в них представлена рассеянной вкрапленностью (III-2-16, 18), редкими гнездами и прожилками (III-2-16; IV-1-7) пирита, халькопирита, галенита, и локализуется в маломощных кварцевых жилах и прожилках. Наиболее крупная жила, мощностью от 0,15 до 0,65 м и протяженностью 75 м, выявлена в ПМ. IV-1-7. Содержания Pb колеблются от 0,1% до 1%, достигая 18,31% (IV-1-7), Zn – от 0,03 до 0,7%, Ag – от 5 до 25 г/т.

Во вторую группу входят пункты минерализации гидротермально-метасоматического генетического типа (формационный тип не ясен), локализованные в лаптопайских субвулканических образованиях кислого состава – ПМ. IV-1-3, 4. Рудные тела представлены зонами гидротермальной проработки, в пределах которых риолиты рассланцованы, серицитизированы и изменены до метасоматитов кварц-альбит-серицитового состава. Наиболее крупная из зон (IV-1-3) достигает 20 м по мощности и 40 м по протяженности. Минерализация вкрапленного, иногда прожилково-вкрапленного типа, представлена пиритом, галенитом и халькопиритом. Содержания Pb варьируют от 0,1 до 0,2%, Cu – до 0,5%, Au – 0,004 г/т, As – 0,04%.

Следующие пункты, тоже неясной формационной принадлежности, локализованы в отложениях мороинской свиты – III-3-16, IV-3-2 и в метадолеритах малопатокского комплекса – IV-2-12. В первом случае оруденение располагается в пределах зон влияния гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, по-видимому, парагенетически связано с ними и, возможно, сопровождается золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение. Повышенные содержания свинца приурочены к зонам ожелезнения и пиритизации. Наиболее ярко пиритизация проявлена в пункте IV-3-2, где в зоне мощностью 2-3 м количество пирита достигает 60%. Содержание Pb в пункте III-3-12 не превышает 0,1%, а в пункте IV-3-2 достигает 8%, кроме свинца здесь же присутствует Cu – 7%, Ag – 100 г/т и Zn – 0,7%. В метадолеритах содержание Pb – 0,1%, Cu – 0,05%, присутствует Sn – 0,005%.

Вторичный ореол рассеяния свинца (II-2-4) выделен в истоках р. Лев. Возжосью. Ореол располагается в поле развития пород шугорской серии, в непосредственной близости от её контакта с отложениями саледской свиты и, по-видимому, сопутствует цинковому оруденению стратиформного типа. Концентрации Pb в контуре аномалии составляют 0,00082-0,0039%. Точечные аномалии свинца в коренных породах, с содержаниями от 0,003 до 0,1%, локализующиеся в надынрузивных зонах и экзоконтактовых частях гранитных массивов (верховья рек Вангыр и Мал. Вангыр), вероятно, связаны с маломощными зонами сульфидной минерализации. Возможно, с подобными же зонами связан ряд шлиховых потоков (III-4-1, 2, 3, 4, 21) и отдельные шлиховые пробы, содержащие единичные знаки галенита, выявленные в аллювиальных отложениях левых притоков рек Косью и Маньхобею. Так же в знаковом количестве галенит отме-

чен в аллювии водотоков, дренирующих контакт обеизской и саледской свит и водораздел рек Косью, Капкан-Вож, Манарага. Здесь же, на правом притоке р. Косью, установлен шлиховой поток (II-3-10) с содержаниями галенита до 10 знаков. Наличие этого минерала в шлихах в первом случае обусловлено горизонтом медистых песчаников, во втором – зонами метасоматической проработки в саблегорской и обеизской свитах.

Цинк. На изученной площади известно три пункта минерализации цинка. Пункт II-2-1 приурочен к изолированному коренному выходу известняков, залегающих в нижней части разреза щугорской серии или в основании кожимской свиты. Минерализация представлена редкой вкрапленностью пирита, сфалерита и единичным гнездом (0,5x1,0 см), выполненным зернистым агрегатом халькопирита и сфалерита. Содержание Zn – 0,35%, Cu – 0,02%, Cd – 0,001%. Морфология и размеры оруденения не установлены, но, несмотря на это, пункт минерализации следует рассматривать, как важный поисковый признак стратиформного полиметаллического оруденения гидротермально-осадочного генезиса, свинцово-цинковой рудной формации в известняково-доломитовых отложениях [41]. Проявления этого типа, локализованные в карбонатных отложениях среднего ордовика, выявлены на территории листа Q-41-XXV [65,82].

Повышенные концентрации цинка в пунктах минерализации III-2-44 и IV-1-20 приурочены к метадолеритам лаптопайского комплекса. Содержания Zn достигают 0,1%, присутствует Cu – 0,05%, Ni – 0,1%, Co – 0,05%. Минерализация отнесена к гидротермальному генетическому типу, формационная принадлежность не ясна.

На территории листа выделено четыре точечных литохимических аномалии цинка в коренных породах. Все они располагаются в зонах влияния гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса и, вероятно, связаны с незначительными по своим параметрам зонами сульфидной минерализации. Содержания цинка не превышают 0,03% (водораздел рек Парнук и Манья в их верховьях, истоки р. Манья), достигая 0,3% в аномальной точке, расположенной на правом борту р. Мал. Вангыр, в ее нижнем течении.

Никель, кобальт. Представлены серией первичных точечных литохимических аномалий. Все они приурочены к габбро, габбродиоритам и диоритам парнукского комплекса, слагающих Парнукский массив. Аномалии связаны с участками сульфидной минерализации, представленной пирротином и (или) пиритом. Содержания Ni варьируют от 0,03 до 0,3%, Co – от 0,01 до 0,03%.

Молибден. Молибденовое оруденение представлено шестью пунктами минерализации грейзеново-гидротермального генезиса, молибден-вольфрамовой рудной формации, генетически связанными с интрузиями лейкократовых гранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Минерализация локализована как в самих гранитах (ПМ.III-2-29, IV-3-26), так и в

надынтрузивных зонах гранитных массивов, сложенных субвулканическими телами риолитов (ПМ. III-2-20), алевролитами мороинской свиты (ПМ. III-3-14) и диоритами Парнукского массива (ПМ. III-4-11,19). Параметры оруденения, как правило, не превышают первых метров, зачастую менее. Контроль осуществляется разрывными нарушениями северо-восточной и меридиональной ориентировки. Содержание молибдена колеблется от 0,015% (III-2-20) до 0,05 – 0,06% (III-3-14, III-4-11). В пунктах III-2-29 и IV-3-26 молибденит, соответственно в количестве 0,25 г/т и 110 знаков, выявлен в результате минералогического анализа протолочных проб.

Присутствующие на площади точечные аномалии молибдена в коренных породах размещаются в надынтрузивных зонах (район междуречья Косью, Вангыр) и в экзоконтактовых частях Вангырского гранитного массива. Содержания молибдена варьируют от 0,001 до 0,003%. В отдельных шлиховых пробах молибденит в количестве единичных знаков встречается в аллювии ряда водотоков (р.р. Паток, Манья, Вангыр, Мал. Вангыр и Косью), дренирующих обширную площадь неглубокого залегания гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Вольфрам. Вольфрамовое оруденение грейзеново-гидротермального генезиса молибден-вольфрамовой рудной формации представлено одним пунктом минерализации (III-3-13), расположенным на левом борту р. Косью. Здесь повышенные концентрации вольфрама (0,016%) установлены в ороговикованных и ожелезненных темно-серых алевропесчаниках мороинской свиты. На более широкое развитие вольфрамового оруденения указывают многочисленные шлиховые потоки шеелита в аллювии водотоков различных порядков, дренирующих район развития гранитных интрузий сальнерско-маньхамбовского комплекса (ШП. III-2-33, 35, 42; III-3-19, 27; III-4-9; IV-2-8, 10, 11; IV-3-19, 23; IV-4-1, 4). Количество шеелита в потоках варьирует от 26 (III-2-33)-96 (IV-3-19, 23) знаков до 182 (III-3-8)-370 (III-4-9). В некоторых из них, в ассоциации с шеелитом, присутствует молибденит (III-3-27; IV-3-19, 23), вольфрамит (IV-2-10), касситерит (IV-3-19; IV-2-11), вульфенит и золото (IV-2-11), фергусонит (III-3-27). В этом же районе шеелит установлен в отдельных шлиховых пробах, где его количество варьирует от 10 до десятков знаков.

Вольфрам выявлен также в отложениях палеозойского возраста. Эта группа включает в себя два пункта минерализации (II-3-4,5) гидротермального генетического типа, неясной формационной принадлежности. Оруденение, характеризующееся отсутствием видимой связи с интрузивными образованиями, приурочено к отложениям базального горизонта обеизской свиты. Контроль оруденения осуществляется межформационными нарушениями, в зонах которых породы обоих структурных этажей рассланцованы, ожелезнены, отмечены многочисленные кварцевые прожилки. Содержания вольфрама достигают 0,02%. Здесь же, в аллювии водотоков, в отдельных шлиховых пробах, в знаковом количестве присутствует шеелит. Вероятно, с оруде-

нением аналогичного генезиса связан ряд точечных аномалий вольфрама в образованиях обеизской и саледской свит, а также в рыхлых отложениях над породами обеизской свиты и щугорской серии. Максимальные содержания вольфрама в них достигают 0,012 – 0,018%. Вольфрам установлен и в меденосном горизонте саледской свиты. В одной из проб, отобранной из медистых песчаников в ПМ. П-3-1, помимо $Cu - 0,06\%$, $Ag - 2 \text{ г/т}$, присутствует $W - 0,02\%$ и $Y - 0,01\%$.

Олово. На площади листа отмечено одно проявление и два пункта минерализации олова. Проявление участка Лапапай (III-2-7) расположено на водоразделе рек Харота и Вангыр. Относится к осадочному генетическому типу и является ископаемой россыпью. Повышенные концентрации олова приурочены к базальному горизонту обеизской свиты, представленному чередованием грубозернистых кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. На участке интенсивно проявлена разрывная тектоника. Нарушения меридионального простирания и оперяющие их более мелкие разломы северо-восточной ориентировки образуют единую тектоническую зону, в пределах которой породы катаклазированы, серицитизированы и гематитизированы. Все это затушевывает первичную осадочную природу оруденения. Минерализация представлена мелкими (до 0,2 мм) кластогенными зернами касситерита. Помимо этого присутствуют торит, циркон, ильменит, титаномагнетит, гематит, рутил, турмалин, эпидот, хлоритоид и, в знаковом количестве, золото. На фоне общей зараженности пород оловом выделяются рудные тела, имеющие форму маломощных (1-3 м) пластов протяженностью до 400 м. Содержания Sn варьируют от 0,003 до 0,03% (максимальное – 0,086%), Th – от 0,0027 до 0,03%, U – от 0,0003 до 0,0029%, Ti – до 1%, Zr – до 0,07%. Содержания Au не превышают 0,05 г/т, только в одной пробе достигают 0,87 г/т. Прогнозные ресурсы олова категории P_2 , при среднем содержании полезного компонента 0,008%, оценены в 1,6 тыс. т [131]. Первичный источник касситерита на площади не выявлен.

В пункте минерализации III-2-27 олово, в количестве 0,01%, установлено в ожелезненных эффузивах основного состава саблегорской свиты, залегающих в надынтрузивной зоне гранитного массива и содержащих кроме олова цинк – 0,1% и висмут – 0,01%. В пункте IV-2-6 повышенные концентрации олова (0,001-0,005%) приурочены к катаклазированным в зоне тектонического нарушения гранитам Водораздельного массива. В этих случаях минерализация, по видимому, не принадлежит к какой-либо оловорудной формации, а сопутствует оруденению грейзеново-гидротермального генезиса молибден-вольфрамовой рудной формации.

Оловянное оруденение участка Лапапай сопровождается механическими ореолами рассеяния касситерита в водотоках, дренирующих водораздел рек Харота и Вангыр. Количество касситерита в шлиховых пробах достигает 157 знаков (ШП. III-1-1). Единичные знаки касситерита

выявлены в аллювии водотоков, в пределах зон влияния гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса (р.р. Паток, Бол. Паток и их притоки). На левом борту р. Паток установлен шлиховой ореол рассеяния касситерита (IV-3-27). Содержание касситерита в шлиховых пробах, в контуре ореола, колеблется от 1 до 30 знаков.

Редкие металлы и редкоземельные элементы

Данная подгруппа полезных ископаемых включает в себя пункты минерализации тантала, ниобия и редких земель.

Тантал, ниобий. Единственный пункт минерализации тантала и ниобия IV-3-29 располагается на левом борту р. Паток. Минерализация связана с меридионально ориентированными зонами грейзенизации, альбитизации и микроклинизации лейкократовых гранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса, слагающих Неройско-Патокский гранитный массив. Рудные минералы представлены ортитом, фергусонитом, монацитом, ксенотимом, цирконом и флюоритом, присутствуют ильменит, ильменорутил, молибденит. Максимальные содержания Ta_2O_5 достигают 0,05%, Nb_2O_5 – 0,11%, суммы редких земель – 0,12%. В виду крайней невыдержанности рудных зон по простиранию и, в целом, невысокого уровня концентрации редких элементов, минерализация не имеет самостоятельного промышленного значения. Оруденение отнесено к гидротермально-метасоматическому генетическому типу формации щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов. Вероятно, к аналогичным метасоматически преобразованным участкам, сформированным в результате наложенных постмагматических процессов, приурочены точечные аномалии Nb и Y в коренных породах, расположенные в эндоконтактных зонах гранитных массивов на водоразделах рек Паток, Манья, Парнук. Содержания Y в аномальных точках колеблются от 0,01 до 0,03%, Nb – достигают 0,008%.

Редкие земли. Редкоземельное оруденение на площади листа представлено рядом пунктов минерализации и точечных геохимических аномалий, сосредоточенных, в основном, на водоразделе рек Косью, Манарага и Капкан-Вож. К ним относятся ПМ. II-3-6, 8, 9; II-4-7 – участок Заоблачный [126]; ПМ II-4-6, 8, 9 – участок Олений Ручей [105]; ПМ II-4-13. Район водораздела сложен вулканогенными образованиями саблегорской свиты, частично перекрытых терригенными отложениями алькесвожской и обеизской свит. На межформационной границе допалеозойских и палеозойских образований присутствуют, в значительной степени эродированные, фрагменты метаморфизованной коры выветривания средне-позднекембрийского возраста, представленной сланцами кварц-пирофиллитового состава. Повышенные концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) и иттрия приурочены к корам выветривания, сформированным по риолитам саблегорской свиты и к зонам тектонических нарушений различной ориентировки, в

том числе и межформационных, рвущих породы обоих структурных этажей. Зоны разломов сопровождаются рассланцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, реже гематитизацией, ожелезнением и окварцеванием пород и, как правило, характеризуются повышенной гамма-активностью – до 35-45 мкр/ч. Мощность зон варьирует от 2 до 200 м, протяженность – от 45 до 1500 м. Редкоземельная минерализация представлена монацитом, ксенотимом, ортитом (алланитом), редко черновитом (ПМ. II-4-6). Минералами-концентраторами редких земель также являются сфен, эпидот, циркон и серицит. Кроме этого, зоны гидротермальной проработки сопровождаются тонкой рассеянной вкрапленностью пирита и, в небольших количествах, халькопирита, халькозина, борнита, галенита, сфалерита. Содержания полезных компонентов в пунктах минерализации составляют (в %): Y – 0,002-0,1; Yb – 0,0001-0,01; Ce – 0,01-0,7; La – 0,01-0,3; Nb – 0,0018-0,0056; Zr – 0,003-0,1; Be – 0,0001-0,002; As – 0,0039-0,016; Cu – 0,001-0,3; Pb – 0,003-0,1; W – 0,0039-0,018; Sn – 0,001-0,003; F – 0,5-1,0. Сумма редких земель достигает 0,1% (II-3-9), 0,12-0,14% (II-4-6), в основном не превышая 0,032%. В единичных пробах установлены повышенные содержания урана, достигающие 0,005% (II-4-8). В точечных геохимических аномалиях количество Y достигает 0,03-0,07% и даже – 0,1%, Yb – 0,003-0,007%, до 0,01%, La – 0,03-0,1%, Ce – до 0,02%, Nb – до 0,05%, Cu – 0,02-0,2%, Pb – до 0,01%. Наибольшие концентрации РЗЭ характерны для риолитов и отложений алькесвожской свиты. В корях выветривания (ПМ. II-4-9, 13) содержания достигают следующих пределов (в %): Y – 0,05; Zr – 0,1; Nb – 0,007; Be – 0,002; Sn – 0,007; Mo – 0,005; Zn – 0,07; Cu – 0,05 (II-4-13).

Редкоземельное оруденение имеет полиформационный и полихронный характер. Повышенные концентрации РЗЭ обусловлены, в первую очередь, редкоземельной минерагенической специализацией вулканогенных образований кислого (не исключено, что и основного) состава саблегорской свиты [92]. В зонах разрывных нарушений осуществлялось лишь частичное перетотложение РЗЭ, сопровождаемое их незначительной концентрацией с образованием оруденения гидротермально-метасоматического генезиса, отнесенного к условно выделенной формации метасоматитов в связи с щелочными и умеренно-щелочными эффузивами. Аналогичную природу имеют первичные геохимические ореолы РЗЭ и Y в отложениях обеизской свиты (II-4-1,4), приуроченные к участкам гидротермальной проработки в тектонических зонах. Редкоземельная минерализация, локализованная в метаморфизованной коре выветривания, сформированной по субстрату пород кислого состава, образует самостоятельный тип оруденения остаточного генезиса. Высокие содержания РЗЭ в терригенных отложениях алькесвожской свиты обусловлены присутствием в ее составе материала из коры выветривания. Дизъюнктивные нарушения являются рудоконтролирующими структурами не только для редкоземельной, но и для сульфидной минерализации.

При шлиховом опробовании монацит, ксенотим, алланит выявлены в аллювии водотоков, дренирующих водоразделы Косью, Манарага и Капкан-Вож. В основном это единичные знаки и только в отдельных пробах на правом притоке р. Косью и в шлиховом потоке II-3-9 (левый приток р. Капкан-Вож) количество монацита достигает десятков знаков. Единичные знаки алланита и монацита установлены в шлихах из притоков рек Седью, Войвожсыня и Вангыр. На ручье Арьяншор выделен шлиховой поток монацита (IV-I-18), где его содержания в пробах увеличиваются вверх по течению ручья, достигая 130 знаков. Следует отметить, что все эти водотоки дренируют отложения саблегорской свиты.

Благородные металлы

Золото. Из выявленных к настоящему времени на площади проявлений и пунктов минерализации золота наиболее широкое развитие получило оруденение гидротермального генезиса золото-кварцевой рудной формации. Многочисленные пункты минерализации этого типа (III-3-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 11, 12, 15, 17) располагаются на водоразделе рек Косью и Вангыр. Район в основном сложен в разной степени ороговикованными темно-серыми алевролитами, реже песчаниками мороинской свиты, прорванными различной величины телами порфировидных гранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Повышенные содержания золота связаны с зонами сульфидной минерализации, приуроченными к разломам северо-восточного простирания и узлам пересечения их с небольшими тектоническими нарушениями северо-западного и субширотного направлений. Размеры рудных зон достигают 300-400 м по простиранию (III-3-7) и 5-6 м по мощности, но обычно их параметры ограничиваются первыми метрами. Минерализация в пределах зон локализована как в кварцевых жилах и прожилках, так и во вмещающих их породах (алевролиты, граниты, долериты) и представлена убогой рассеянной вкрапленностью, редко шлирами и гнездами пирротина и пирита. Присутствует марказит, арсениопирит, сфалерит, халькопирит, борнит, галенит, иногда молибденит. Общее количество сульфидов редко превышает 3%. Содержания Au варьируют от 0,086 г/т (III-3-7) до 1,76 г/т (III-3-12), достигая 4,4 г/т в ПМ. III-3-5. Содержания Ag достигают 50 г/т, Pb, Zn, Cu – 1% (III-3-6), As – 0,1% (III-3-3), присутствует Mo – до 0,003% и W – до 0,005% (III-3-6).

Положение золотого оруденения в надынтрузивных зонах гранитных массивов, его ассоциация не только с сульфидами железа, меди, свинца и цинка, но и с молибденом и вольфрамом, позволяют предполагать, что минерализация генетически связана с гранитами второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса и, вероятно, сопутствует молибден-вольфрамовому оруденению.

Среди проявлений и пунктов минерализации золото-сульфидной формации, также генетиче-

ски связанных с гранитами второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса, выделяются две, различные по составу рудовмещающих пород и характеру минерализации, группы гидротермально-метасоматического генезиса. Первая - представлена Харотским проявлением (III-2-4) и пунктами минерализации III-2-5, 8, 9, 12, 15, расположенными на левом и правом бортах р. Харота. Рудная минерализация здесь локализуется в метасоматитах кварц-альбит-серицитового состава, сформированных по саблегорским субвулканическим телам риолитов. Контроль оруденения осуществляется разрывными нарушениями меридиональной ориентировки. Протяженность наиболее крупной минерализованной зоны (Харотское проявление) составляет 1 км, при мощности от 15 до 200 м. Минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного типов представлена пиритом, значительно реже галенитом и сфалеритом. Общее количество сульфидов не превышает 1%. Содержания полезных компонентов колеблются в следующих пределах: Au – 0,02-1,02 г/т, Ag – 1-100 г/т, Pb – 0,01-0,5%, Zn – 0,01-0,4%, As – 0,002-0,015%, в единичных случаях присутствует Sb – до 0,002%. Перспективы проявления не велики, прогнозные ресурсы категории P₂, подсчитанные до глубины 150 м, составили 3 т Au и 22 т Ag, при средних содержаниях Au – 0,3 г/т, Ag – 10 г/т [131].

Параметры оруденения в пунктах минерализации не превышают первых метров и только в пункте III-2-9 мощность минерализованной зоны достигает 20 м, а протяженность – 300 м. Содержания Au изменяются от 0,003 до 0,25 г/т, достигая 1 г/т в ПМ. III-2-9 и 12, Ag – от 20 до 50 г/т, Pb – от 0,37 до 1% в ПМ. III-2-12, Zn – от 0,05 до 1,4% в ПМ. III-2-9, Cu – от 0,3 до 0,97% в ПМ. III-2-15. Присутствует Mo – 0,02%, Sn и Sb – 0,01% (III-2-5), Bi – 0,01% (III-2-15), As – 0,05% (III-2-8). К аналогичной минерализованной зоне, но локализованной в риолитах саблегорской свиты, приурочен пункт минерализации II-4-11. Содержание Au здесь достигает 1,04 г/т.

Вторая группа представлена Вангырским проявлением (III-3-23) и пунктами минерализации III-3-21, 24, 25, 26. В геологическом строении рудопроявления принимают участие отложения мороинской свиты, в которых установлена серия зон метасоматически измененных сланцев с сульфидной минерализацией. По другим представлениям, оруденение располагается в отложениях пуйвинской свиты и относится к колчеданно-полиметаллической рудной формации [118]. Контроль оруденения осуществляется разрывным нарушением северо-восточного простирания. Мощность зон не превышают 3 м, протяженность – 10 м. Зоны располагаются согласно с простиранием (северо-восточное) вмещающих пород, в полосе длиной около 2 км. Сульфидная минерализация вкрапленного, прожилково-вкрапленного и гнездово-вкрапленного типов представлена пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Довольно широко развита послонная вкрапленная минерализация магнетита. Количество сульфидов не превышает 2-6%. Содер-

жания Au колеблются от 0,013 до 4,95 г/т, Ag – от 8,6 до 66 г/т, Cu – 0,04-2,92%, Pb – 0,2-6,2%, Zn – 0,25-6,6%, Mo – 0,001-0,01%, W – 0,001-0,02%, Bi – 0,003-0,01%. Присутствует Hg – до 0,01%, Ba – до 1%, Mn – до 1%. Вследствие малых параметров рудных тел проявление промышленного значения не имеет. В пунктах минерализации содержания Au варьируют от 0,12 до 1,3 г/т, Ag – от 1 до 50 г/т, Cu – 0,08-1%, Pb – 0,05-0,5%, Zn – 0,04-1%, Pb – 0,02%, As – 0,01%, в ПМ. III-3- 25 присутствует Sb – 0,01%, Mo – 0,005%, Hg – 0,0004%.

К оруденению предположительно осадочного генетического типа формации ископаемых россыпей относится единственный пункт минерализации III-2-1, расположенный на водоразделе рек Вангыр и Харота. Повышенная концентрация Au (0,089 г/т) выявлена в интенсивно ожелезненных и рассланцованных конгломератах обеизской свиты, в пределах мощной тектонической зоны меридиональной ориентировки. В этой же зоне располагается проявление олова (III-2-7) аналогичного генезиса, где в протолочных пробах установлены единичные знаки золота кластогенного облика.

Два пункта минерализации, формационная принадлежность которых не ясна, находятся на правом борту руч. Арьяншор (IV-1-15) и на левом борту р. Паток (IV-3-25). В первом случае повышенные содержания Au (0,22-0,25 г/т) выявлены в ожелезненных и пиритизированных сланцах арьяншорской толщи. Здесь же, в количестве 5,4 г/т, присутствует Ag. Во втором случае, в протолочной пробе, отобранной из роговиков кварц-биотит-андалузитового состава, минералогическим анализом установлено 160 знаков Au и десятки знаков флюорита.

На площади листа известен ряд россыпных проявлений золота, приуроченных к аллювию русла, пойменной и первой надпойменной террасы р. Косью.

Долинная непромышленная россыпь среднего течения р. Косью (I-1-1) прослежена на 40 км. Поисковыми работами вскрыта и опробована верхняя часть разреза пойм и первых террас. Выявлена убогая металлоносность с максимальным содержанием золота 133 мг/м³. Наибольшие концентрации металла приходятся на класс крупности от –0,1 до +0,15мм. Форма зерен – уплощенная, зачастую они являются сростками большого количества плоских кристаллов. Окатанность, в основном, низкая и средняя, реже хорошая. Прогнозные ресурсы категории P₃ оценены в 2,8 т [135]. Русловая непромышленная россыпь верхнего течения р. Косью (I-2-4), расположенная в пределах Индысейской депрессии, имеет длину 12 км. Для нее характерны устойчивые концентрации золота в первые десятки мг/м³ с повышением до первых сотен мг/м³. На этом фоне зафиксированы содержания в первые граммы на м³ с максимальным значением 6054 мг/м³. Золото преимущественно мелкое (0,1-0,25мм), уплощенной (пластинки, чешуйки, таблички) формы, хорошо окатанное. Ресурсы категории P₃ оценены в 3,0 т [99].

Шлиховые потоки золота выявлены в аллювиальных отложениях рек Индысей (I-2-2), Ни-

дысей (I-3-5) и Косью (II-3-11). Содержания металла в потоках I-2-2 и I-3-5 колеблются от 10 до 100 мг/м³, в потоке II-3-11 достигают 314 знаков В отдельных шлиховых пробах золото встречается практически во всех водотоках площади. Количество его, в большинстве случаев, не превышает первого десятка знаков. Исключением являются пробы, отобранные из аллювия р. Вангыр ниже слияния ее с р. Мал. Вангыр. Здесь концентрации золота в отдельных пробах достигают 150 мг/м³ [131].

Радиоактивные элементы

Уран. Урановое оруденение представлено проявлением Гематитовое (IV-1-6) гидротермального генетического типа, медно-урановой рудной формации. Положение оруденения на границе регионального несогласия между двумя структурными этажами (уралиды-доуралиды) позволяет предположительно говорить о его сходстве с месторождениями геолого-промышленного типа «несогласия». Контроль оруденения осуществляется мелкоамплитудным крутопадающим нарушением северо-восточного простирания, рвущим как породы мороинской свиты, превращенные в сланцы существенно хлоритового состава (возможно, – фрагменты коры выветривания кембрийского возраста), так и залегающие на них с угловым и стратиграфическим несогласием среднегалечные конгломераты обеизской свиты. Породы в зоне нарушения окварцованы, хлоритизированы и гематитизированы, в незначительном количестве содержат углистое вещество. Рудная зона мощностью до 4,3 м прослежена вдоль межформационного контакта на 80 м. На всем протяжении характеризуется повышенной гамма-активностью (15–500 мкр/ч), вызванной рассеянной вкрапленностью настурана. Медная минерализация, в основном, представлена мелкой вкрапленностью халькозина, борнита и примазками медной зелени. В брекчированных конгломератах, непосредственно на контакте со сланцами, выявлена линза, почти нацело сложенная густовкрапленной и массивной рудой борнит-халькозинового состава. Размеры линзы составляют 0,3 x 1,5 м. Содержания U на проявлении достигают 0,0164%, Th – 0,0004%, Cu – колеблются от 0,01 до 2,1%, достигая в рудной линзе 41%, Ag – от 1,5 до 46,5 г/т, до 470 г/т в рудной линзе, Ni – от 0,04 до 0,53%, Co – от 0,007 до 0,035%, Au – от 0,01 до 0,17 г/т.

Торий. Комплексное проявление тория, циркония и титана (IV-3-4) находится на левом борту р. Вангыр. Приурочено к отложениям базального горизонта обеизской свиты, которые образуют три разобщенные линзы, сложенные аркозовыми песчаниками и гравелитами. Протяженность линз варьирует от 0,7-0,8 до 2,3 км, ширина не превышает 100 м. Породы характеризуются высокой гамма-активностью, от 25-30 до 80 мкр/ч. Максимальная активность, в единичных глыбах гравелитов, достигает 200-500 мкр/ч. Оруденение относится к осадочному генети-

ческому типу, являясь ископаемой россыпью. Минерализация, представленная ильменитом – до 183 кг/т, цирконом – до 7,1 кг/т и торитом – до 5,1 кг/т, обогащает в песчаниках и гравелитах отдельные прослои мощностью от 0,3 до 7 см, при длине 1-2,5 м. Содержания Ti колеблются от 0,01 до 3%, Zr – от 0,005 до 0,05%, редко до 1%, Th – от 0,03 до 0,36%, U – от 0,003 до 0,0083%. В двух глыбах гравелитов с максимальной активностью в 500 мкр/ч содержание U достигает 0,033%. Проявление не представляет практического интереса из-за крайне неравномерного распределения минерализации и, в целом, низких содержаний полезных компонентов.

Неметаллические ископаемые

Группа неметаллических полезных ископаемых представлена оптическими материалами (горный хрусталь, жильный кварц), химическим и горнотехническим сырьем (бораты, асбест) и поделочными камнями.

Оптические материалы

Горный хрусталь. На изученной площади известны 11 месторождений горного хрусталя и жильного кварца и большое количество хрусталепроявлений, из которых на карту полезных ископаемых вынесены лишь 25, наиболее крупных и типичных. Все они относятся к гидротермальному генетическому типу хрусталеносной кварцево-жильной формации. Часть месторождений отработана, другая часть законсервирована, отработаны лишь верхние горизонты. На всех месторождениях и проявлениях одновременно с разведкой хрусталеносных кварцевых жил оценивались и отработывались россыпи кристаллов кварца.

Основную роль в размещении хрусталеносной минерализации играют крупные долгоживущие тектонические структуры северо-западного и северо-восточного простирания и оперяющие их более мелкие тектонические нарушения различных направлений. При этом хрусталеносные кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны размещаются в самых разнообразных по возрасту и составу породах.

Так, к крупному Вынгырскому разлому северо-западного простирания и к зонам оперяющих его тектонических нарушений приурочены месторождения Юбилейное (III-2-23), Скалистое (IV-3-6) и ряд таких проявлений как Южная, Северная и Восточная Харота (III-2-14,6,17), Тупиковый (III-2-11), Орлиное (IV-2-1), Орлиное западное (III-2-46), Медвежье (IV-2-3), Вангыр (III-3-22), Северный Вангыр (верхний) – III-2-41 и (нижний) – III-2-43, Перевальное (IV-3-12), Кварцитное (IV-3-16). Для подавляющего большинства из них характерна общая черта: хрусталеносная и кварцево-жильная минерализации локализуются, в основном, в кварцитах хобеинской свиты, прорванных, как правило, дайками долеритов. Типичным примером этого является

месторождение Скалистое. Площадь месторождения сложена сланцами и кварцитами хобеинской свиты, которые, в свою очередь, прорваны дайками долеритов малопаatokского комплекса. Хрусталеносность приурочена к нарушениям северо-западного простирания, наложенным на дайки долеритов, к местам пересечения даек более мелкими субширотными нарушениями и к участкам сопряжения крутопадающих даек с пологопадающими. На месторождении выделено около 10 кварцево-жильных зон, сложенных кварцевыми жилами и минерализованными трещинами. Длина зон по простиранию достигает 100 м, по падению – 20 м, при ширине 20-40 м. Жилы располагаются как в кварцитах, так и в долеритах, их протяженность по простиранию и падению не превышает 10-15 м, мощность – 30-40 см. Хрусталеносные гнезда чаще всего приурочены к выклиниванию жил по падению. Наиболее крупные достигают 10-20 м³, но в основном не превышают 0,3-0,5 м³. Средний размер кристаллов кварца 8-10 см по длинной оси и 3-5 см в поперечнике. Основные дефекты – трещиноватость, твердые (рутил) и газовой-жидкие включения. Месторождение обрабатывалось до глубины 5 м. В настоящее время законсервировано. По особенностям геологического строения к месторождению Скалистое близки проявления Орлиное (западное), Орлиное, Медвежье, Перевальное.

Месторождение Юбилейное подразделяется на две части: Юбилейное – участки 1, 2, 3 и Юбилейное – участки 4, 5, 6. Площадь месторождения сложена породами хобеинской и саблегрской свит, прорванными телами гранитов и гранит-порфиров второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса и дайками долеритов лаптопайского комплекса. Размещение кварцево-жильной минерализации контролируется небольшими разрывными нарушениями меридионального и северо-восточного простирания. На месторождении выявлено 42 кварцевые жилы и минерализованные трещины, образующие 4 наиболее перспективных участка 1, 2, 3, 6 и группирующиеся в кварцево-жильные зоны, достигающие 140 м по простиранию и 20 м по мощности. Большинство кварцевых жил и все минерализованные трещины локализованы в кварцитах хобеинской свиты и на контактах с дайками долеритов, залегающих в кварцитах. Отдельные жилы встречаются в сланцах саблегрской свиты и в гранитах. Размеры хрусталеносных гнезд в жилах достигают 9 x 2,2 x 3 м, минерализованных трещин – 1,5x1x1 м. Кристаллы горного хрусталя в общей массе не крупные – 20 см по длинной оси и 20-22 см в поперечнике. Основные дефекты: трещины, свили, двойники, газовой-жидкие включения. Средняя глубина отработки месторождения – 3 м. В настоящее время законсервировано.

По структурной приуроченности и геологическому строению к месторождению Юбилейное близко проявление Южная Харота. Кварцево-жильная и хрусталеносная минерализации главным образом также локализируются в кварцитах хобеинской, реже в риолитах и сланцах саблегрской свит. Всего на проявлении известно 36 кварцевых жил сложного строения, образующих

4 жильные зоны длиной 150-180 м и мощностью 40-70 м. Зоны вскрыты лишь отдельными горными выработками. Наиболее крупные кристаллы достигали 55 см по длинной оси и 35 см в поперечнике. Проявление изучено до глубины 3 м.

Преимущественно в кварцитах хобеинской свиты залегают хрусталеносные образования на проявлениях Сев. Вангыр (нижний) и Сев. Вангыр (верхний), Кварцитное, Восточная и Северная Харота. На последнем проявлении кварцевые жилы, помимо кварцитов локализованы в кварцитовидных песчаниках и гравелитах обеизской свиты. Также в кварцитах залегают хрусталеносные жилы проявления Паток-Вож (IV-3-17). Только на проявлениях Вангыр и Тупиковый хрусталеносные образования приурочены к карбонатным породам. В первом случае, маломощные (10-20 см) и непротяженные (1,5 м) кварцевые жилы различной формы с небольшими хрусталеносными гнездами располагаются на контакте сланцев и мраморизованных доломитов мороинской свиты. Во втором – жилы сложного строения локализованы в доломитах верхней подсвиты саблегорской свиты, к некоторым из них приурочены хрусталеносные гнезда.

Следующая группа месторождений и проявлений локализуется в зоне крупного Западного Народинского разлома северо-восточного простирания и в зоне его сопряжения с разрывами северо-западных направлений (Вангырским и Косьюнским). К этой группе относятся месторождения Верхний Парнук (III-4-13), Горное (IV-4-3), Осеннее (IV-4-5), Манья-Нелл (IV-3-18), Кулин-Тур (IV-3-22), Омега-Шор (IV-3-24), Центральный Паток (IV-3-28) и проявления Пысян-Шор (III-4-5), Верхнее Мань-Хобею (III-4-16), Снежное (III-4-20), Диоритовое (III-4-22), Жало (IV-4-6), Манья-Мег (IV-4-7). Большая часть месторождений и проявлений этой группы размещается в зонах контакта интрузивных массивов кислого и основного состава и в полях роговиков.

Месторождение Центральный Паток располагается в экзоконтакте Неройско-Патокского гранитного массива. Хрусталеносная минерализация локализуется в толще ороговикованных сланцев пуйвинской свиты, прорванных дайками долеритов малопатокского комплекса. На месторождении выделено две параллельные кварцево-жильные зоны северо-восточного простирания. Большая часть хрусталеносных кварцевых жил и минерализованных трещин залегает или непосредственно в долеритах, или в сланцах между дайками долеритов. Секущие жилы по простиранию не превышают 5-10 м, по падению – 1,5-3 м, по мощности – 0,6 м. Длина согласных жил достигает 130 м, а мощность – 4,5 м. Кристаллы в большинстве случаев не отличались высоким качеством. Дефектами являются трещиноватость, свилеватость, двойники, газово-жидкие включения. Месторождение законсервировано.

Месторождение Омега-Шор располагается в ороговикованных сланцах пуйвинской свиты с прослоями слюдистых гранатсодержащих кварцитов. В центральной части месторождения про-

слеживается меридиональная полоса даек долеритов малопатокского комплекса. Три кварцевожильные зоны месторождения имеют северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание. Хрусталеносность связана с кварцевыми жилами и минерализованными трещинами, залегающими около даек долеритов. Жилы локализуются группами, по простиранию имеют длину 10-20 м, по падению – 4-5 м, мощность – 0,7-1,0 м. В отдельных случаях длина жил по простиранию достигает 70-80 и даже 150 м, по падению – 10 м и по мощности – 4,5 м. Размеры кристаллов от 1 см до 1 м по длинной оси, иногда их вес достигал 400 кг. В процессе поисково-оценочных и добычных работ отмечено снижение количества и качества кристаллосырья. Месторождение законсервировано.

В ороговикованных сланцах пуйвинской свиты, на контактах с рвущими их телами долеритов малопатокского комплекса, а также в самих долеритах залегают хрусталеносные кварцевые жилы на отработанных месторождениях Манья-Нелл и Кулин-Тур. Протяженность жил по простиранию колеблется от 3 до 80 м, по падению – 3-6,5 м и до 3 м по мощности. Размеры кристаллов кварца – от 2-3 до 15-20 см по длинной оси и от 1 до 10 см в поперечнике.

На месторождении Горное хрусталеносные жилы и минерализованные трещины располагаются в ороговикованных сланцах мороинской свиты, вдоль контактов с мелкими телами гранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса и с диоритами парнукского комплекса. Форма жил линзовидная, протяженность – до 40 м, мощность – 1,5-2,0 м. Размеры минерализованных трещин варьируют от 1 до 10 м по длине и от 0,05 до 1,5 м по мощности. Сходное геологическое строение имеет месторождение Осеннее. Месторождения отработаны.

Главным образом в диоритах и габбродиоритах парнукского комплекса, реже в ороговикованных сланцах мороинской свиты, локализованы хрусталеносные жилы на проявлении Диоритовое. В подобных же сланцах, в экзо- и эндоконтактах тел порфировидных гранитов первой фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса располагаются кварцевые жилы на проявлениях Снежное и Манья-Мег. Также в ороговикованных сланцах мороинской свиты залегают жилы проявления Жало.

Несколько иной характер локализации хрусталеносной минерализации наблюдается на месторождении Верхний Парнук и на проявлениях Верхнее Мань-Хобею и Пысян-Шор. Хрусталеносные образования здесь размещаются вблизи от межформационного контакта уралид и доуралид, с преимущественным развитием в кварцитовидных песчаниках, гравелитах и конгломератах обеизской свиты. Типичным и наиболее перспективным из них является месторождение Верхний Парнук. Месторождение приурочено к двум сближенным останцам интенсивно рассланцованных кварцевых конгломератов и кварцитовидных песчаников обеизской свиты, с угловым и стратиграфическим несогласием залегающих на габбродиоритах и диоритах Парнук-

ского массива. Хрусталеносные тела, представленные кварцевыми жилами, реже минерализованными трещинами, образуют Западную (участок Плато) и Восточную (зона №3) кварцево-жильные зоны. Простираие зон северо-восточное, с крутым (60-80°) падением на юго-восток. Длина жил по простиранию – первые десятки метров, мощность от нескольких см до 5 м. Исключением является жила №15 (участок Плато) длиной 70 м и мощностью до 30 м. Наибольшая концентрация жил и минерализованных трещин наблюдается на участке Плато, где они образуют штокверковые тела. Размеры хрусталеносных гнезд обычно 0,3-0,5 м³, редко более 1 м³. Кристаллосырье отличалось исключительно высоким качеством. Недостатками являются двойники, твердые включения (рутил) и небольшие размеры кристаллов. Месторождение отрабатывалось до глубины 5 м. В настоящее время законсервировано.

Следующая небольшая группа, в которую включены месторождение Центральный Парнук (III-4-2) и проявление Туманное (IV-4-8), располагается в зоне крупного Восточного Народинского разлома. На месторождении Центральный Парнук кварцевые жилы и минерализованные трещины залегают в кварцитах и сланцах мороинской свиты. Длина жил по простиранию достигает 90 м, по падению – 5-6 м, мощность – 1-5 м, но обычно гораздо меньше. Месторождение отработано. Хрусталеносные жилы проявления Туманного располагаются в поле ороговикованных сланцев мороинской свиты в экзоконтакте Сальнерского гранитного массива. На проявлении главным образом оценивались и разрабатывались хрусталеносные россыпи.

К нарушениям, оперяющим крупный Косьюнский разлом, приурочены проявления Манарага (II-4-14), Дымчатый (II-4-15) и Жильное (II-4-12), локализующиеся вблизи межформационной границы уралид и доуралид. Наиболее перспективным из них является проявление жильного кварца Жильное, расположенное в мощной субширотной зоне смятия риолитов саблегорской свиты. На проявлении выявлено 4 крупных кварцевых тела мощностью от 5 до 15 м, протяженностью по простиранию до 250 м, по падению – до 25 м. Тела сложены жильным кварцем, молочно-белым, крупнозернистым, разбитым крупными параллельными контактами трещинами, которые залечены прозрачным и полупрозрачным жильным кварцем. По данным испытаний технологической пробы, кварц пригоден для варки оптических стекол, а по некоторым параметрам приближается к кварцу для плавки. Проявление изучено лишь до глубины 1 м.

На проявлении Дымчатый хрусталеносные образования, представленные россыпями и минерализованными трещинами, контролируются межформационным нарушением и приурочены к базальному горизонту обеизской свиты. Кварцево-жильная зона проявления Манарага, контролируемая нарушениями северо-восточного простирания, локализована на контакте сланцев мороинской свиты и эффузивов основного состава саблегорской свиты. Размеры кристаллов кварца на проявлениях достигают 20 см по длинной оси и 7 см в поперечнике.

Наконец, ряд хрусталепроявлений – Падежа-Вож (II-4-2), Верхний Падежа-Вож (II-4-3) и Высота 1481,8 (II-4-5), залегают в мелкогалечных конгломератах и гравелитах обеизской свиты, вблизи подошвы пласта крупногалечных конгломератов. В пределах пласта широко развиты разрывные нарушения различной ориентировки, образующие своеобразную зону разлома блокового строения, которая контролирует размещение хрусталеносных образований. Наиболее перспективным является проявление Падежа-Вож. На проявлении в достаточной мере изучены 5 кварцево-жильных зон. Протяженность зон по простиранию колеблется от 90 до 210 м, мощности – от 10 до 20 м. Длина слагающих их кварцевых жил по простиранию варьирует от 7-9 м до 150-160 м, по падению – достигает 20 м, мощность – от 0,3 до 6 м. Размеры хрусталеносных гнезд достигают 3,0x3,0x1,5 м. Кристаллы кварца, в среднем, равны 15 см по длинной оси и 7-8 см в поперечнике. Дефектами являются трещиноватость, зоны роста и газово-жидкие включения. Сырье в основном пригодно для плавки, пьезооптический кварц следует учитывать как попутный компонент.

Химическое сырье

Бораты. На изученной площади известно одно проявление боратов и ряд пунктов минерализации, где отмечены повышенные концентрации окиси бора. Все они относятся к контактово-метасоматическому генетическому типу железорудно-борной формации.

Проявление Удача (IV-3-21) приурочено к зоне экзоконтакта Неройско-Патокского гранитного массива и локализуется в скарнах, сформированных по доломитам мороинской свиты. Борносными образованиями на проявлении являются кальцифиры, залегающие во внешней части зон магнезиальных скарнов и образующие пластообразные, иногда линзовидные тела протяженностью от 25 до 110 м, при средней мощности 8-10 м. Неравномерно распределенная борная минерализация представлена людвигитом, ашаритом, в небольшом количестве флюоборитом и возможно, котоитом. Из попутных минералов следует отметить вкрапленность магнетита и турмалин. Содержания B_2O_3 колеблются от 0,4 до 19,8 %. Кроме этого в бороносных кальцифирах присутствуют (в %): Sn – 0,1-0,5; W – до 0,05; Bi – до 0,05; Mn – до 1. В скарнах и в скарнированных доломитах установлены (в %): Sn – от 0,001 до 1; W – до 0,01; Be – до 0,01; Pb – до 0,05; Zn – до 0,5; Bi – до 0,1; As – до 0,01; Mn – до 0,5. Прогнозные ресурсы окиси бора категории P_2 , подсчитанные до глубины 100 м, при среднем содержании B_2O_3 – 10%, оценены в 114 тыс. т, [68].

В пункте IV-3-20 глыбы кальцифиров с боратовой минерализацией (людвигит, ашарит) выявлены среди свалов гранитов сальнерско-маньхамбовского и габбродiorитов парнуковского комплексов. Содержание B_2O_3 здесь достигает 12%. В коренном залегании кальцифиры не об-

наружены. Повышенные концентрации окиси бора установлены в доломитах мороинской (ПМ. III-3-8, III-4-18) и пуйвинской (ПМ. III-4-14) свит. Породы залегают в надынрузивных зонах гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса. В двух последних случаях в доломитах отмечены процессы скарнирования. Содержания B_2O_3 в ПМ. III-3-8 достигают 0,6%, в ПМ. III-4-14 – 0,16-0,21% и 0,16-0,2% в ПМ. III-4-18.

Горнотехническое сырье

Асбест. На территории листа находятся четыре проявления асбеста. Все они относятся к формационному типу месторождений асбеста, связанных с породами осадочных формаций, контактово-метасоматического генезиса и локализируются в доломитах мороинской свиты, в экзоконтактах интрузий кислого и основного состава.

Проявление Вангырское (III-3-18) располагается на правом борту р. Вангыр. Асбестовая минерализация локализована в линзах доломитов мороинской свиты, прорванных мелкими телами гранит-порфиров второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса и участками серпентинизированных. Мощность линз колеблется от 5 до 100 м, протяженность – от 25 до 150 м. На проявлении выявлено 13 асбестоносных линз, в 8 из которых присутствует значительная по масштабам асбестовая минерализация. В двух из них установлен тремолит-асбест, в остальных – хризотил-асбест. Выполняя трещины в доломитах, минерализация образует серии жил мощностью от нескольких мм до 10-25 см. Представлена продольно-и косоволоконистыми агрегатами с длиной волокон от 10 до 40 см. Волокно тремолит-асбеста белое, иногда кремового оттенка, ломкое и полумломкое. Хризотил-асбест белого цвета, волокно эластичное, прочное. Запасы тремолит-асбеста категории C_2 , подсчитанные по линзе №1 до глубины 110 м, составляют 56 т, при среднем содержании волокна 0,04%. Общие запасы хризотил-асбеста по категории C_1+C_2 оценены в 6 тыс. т [124, 112].

Проявление Каровое (IV-1-9) приурочено к серпентинизированным доломитам мороинской свиты, прорванным многочисленными дайками долеритов малопатокского комплекса. Процессы серпентинизации в доломитах развиты в полосе шириной 400-500 м и протяженностью 800 м. Наиболее богатая асбестовая минерализация связана с интенсивно серпентинизированными участками, имеющими линейную форму, ориентированную в северо-западном направлении. Мощности таких зон колеблются от 2 до 3 м, протяженность от первых м до 10-15 м. Жилы и прожилки хризотил-асбеста имеют поперечноволоконистое строение. Длина волокон от долей мм до 35-50 мм, продольноволокнистые разности редки. Содержание волокна достигает 7,8%, среднее 3%. Особо следует отметить малое количество железа в асбесте, в среднем 0,41%. Прогнозные ресурсы хризотил-асбеста категории P_2 оценены в 1 млн. т [113].

Проявление Скалистое (IV-2-5) находится на левом борту р. Вангыр. Приурочено к экзо - и эндоконтакту Водораздельного гранитного массива. Минерализация, представленная хризотил-асбестом, локализована в серпентинизированных доломитах мороинской свиты, которые контактируют с гранитами, или в виде ксенолитов располагаются в них. Косо- и редко поперечно-волокнистые агрегаты асбеста образует сложную систему прожилков мощностью от 0,1 до 3-5 см и длиной от 1 до 2 м. Асбест в основном белого цвета, иногда кремовый и коричневатый, эластичный, прочный, хорошо распушивается. Прогнозные ресурсы категории P_2 , подсчитанные до глубины 50 м, при среднем содержании волокна 2% оценены в 38,5 тыс. т [72].

В связи с малыми запасами (ресурсами) проявления практического интереса не представляют.

Геологическое строение проявления Мраморное (IV-3-14) аналогично Скалистому. Здесь выявлено 11 линз доломитов с хризотил - и тремолит-асбестом. Асбест слагает прожилки мощностью от долей мм до 6-7 см, образуя продольно - и косоволнистые агрегаты. Качество сырья низкое, насыщенность прожилков асбестом слабая. Проявление имеет лишь минералогический интерес.

Поделочные камни

Офикальцит, благородный серпентинит. Поделочные камни на территории листа представлены пятью проявлениями офикальцитов и благородных серпентинитов контактово-метасоматического генетического типа.

Проявление Водораздельное (IV-3-9) располагается в зоне экзоконтакта Водораздельного гранитного массива и приурочено к мраморизованным и серпентинизированным доломитам мороинской свиты. На проявлении выявлено 4 зоны развития процессов серпентинизации. Наиболее крупная из них (Центральная) расположена у восточного контакта гранитного массива, имеет субмеридиональное простирание, протяженность около 3,5 км и ширину от 100 до 300 м. Серпентинизированные участки (офикальциты) линейной формы, протяженностью от 1 до 20 м и мощностью от 0,2 до 15 м, с перерывами следятся на всем протяжении зоны. Центральные части тел офикальцитов часто нацело замещены микроантигоритовым серпентинитом и имеют лентовидную, жило- или будинообразную форму. Мощности этих зон колеблются от 0,02 до 0,25 м, протяженность от 0,1 до 1,5 м. Офикальциты окрашены в различные оттенки желтого и зеленого цвета. Благородные (микроантигоритовые) серпентиниты представляют собой плотную, вязкую породу, от белого, кремового и желто-зеленого до густого темно-зеленого цвета.

К западу и к северу от Центральной расположены еще три подобные же зоны, но значительно меньшие по размерам, северная зона совпадает с проявлением асбеста Скалистое (IV-2-5).

Общие, по всем четырем зонам, прогнозные ресурсы офикальцитов категории P_2 , подсчитанные до глубины 80 м, равны 2112 тыс. т, благородных серпентинитов – 16 тыс. т [131].

Проявление Каровое (IV-1-8) по своему положению совпадает с одноименным проявлением асбеста (IV-1-9) и приурочено к доломитам мороинской свиты, прорванным многочисленными дайками долеритов малопатокского комплекса. Офикальциты в доломитах развиты в виде полос, ориентированных в северо-западном направлении. Мощность таких участков достигает 3-5 м, протяженность – 30 м. Окраска офикальцитов изменяется от желто-зеленого до темно-зеленого цвета. Благородные серпентиниты выполняют центральные части серпентинизированных зон, представлены плотными, вязкими породами темно-зеленого, травяно-зеленого, желтовато-зеленого и редко голубовато-зеленого цвета. Мощности их изменяются от 5-6 см до 2-3 м, протяженность крайне не выдержана: от 10-50 см до 10-15 м. Прогнозные ресурсы офикальцитов и благородных серпентинитов категории P_2 , подсчитанные до глубины 150 м, соответственно равны 190 тыс. т и 9,5 тыс. т [131].

Так же с дайками долеритов малопатокского комплекса связаны еще два мелких проявления поделочных камней: Плато (IV-2-9) и Лиственичное (IV-2-7).

На проявлении Плато офикальциты и благородные серпентиниты локализованы в изолированных коренных выходах доломитов мороинской свиты. Проявление Лиственичное приурочено к серпентинизированным доломитам арьяншорской толщи [131].

Проявление Правобережное (III-2-31), по геологической ситуации подобно проявлению Водораздельному. Здесь офикальциты образуют участки линейной формы в доломитах мороинской свиты, в зоне экзоконтакта с лейкократовыми гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Серпентинизированные доломиты могут использоваться не только как поделочные камни. В результате проведенных исследований [12] установлено, что по своему минерально-химическому составу породы соответствуют требованиям к сырью для производства стеатитовой, кордиеритовой и форстеритовой керамик.

8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Выделенные на территории листа региональные минерагенические подразделения представлены Ляпинской свинец-вольфрам–золоторудной минерагенической областью (2Au, W, Pb/Rf₂-Є₃), Западно-Уральской цинк-золото-меднорудной минерагенической зоной (1Cu, Au, Zn (Є₃-C₂-3)), Приполярно-Уральской хрусталеносной субпровинцией или областью (3qp/P) и золотороссыпными районами: Косьюнским (0.1 Au/Q_{III-H}), Кожимским (0.2 Au/P₂-Q_H) и Маньинским (0.3 Au/N-Q_H).

Ляпинская минерагеническая область совпадает с одноименной структурно-формационной зоной и охватывает обширную площадь выхода на дневную поверхность образований нижнего структурного этажа (байкалиды) среднерифейско-позднекембрийского возраста. В контуры области включены эрозионные останцы обеизской свиты. Минерагеническая специализация области определяется группой рудных формаций, ассоциирующих с рифтовым, позднерифтовым, орогенным и эпиплатформенным этапами байкальской минерагенической эпохи. Некоторый вклад в минерагению области, и, может быть, довольно значительный, внесен палеозойской активизацией, но отделить его на данный момент, за исключением медного и медно-уранового оруденения типа «несогласия», редкоземельной минерализации в метасоматитах, а также хрусталеносной минерализации, не представляется возможным.

В рифтовый этап на территории листа, в пределах рифтовых грабен образуются саблегорская свита, сложенная вулканитами основного и кислого состава. Кислые эффузивы и туфы этой свиты обладают редкоземельной и иттриевой минерагенической специализацией. В заключительный период рифтового этапа и в начальный позднерифтового на границе арьяншорской толщи и саблегорской свиты формируется красноцветный горизонт с железорудной и марганцевой минерализацией, соответственно, кремнисто-гематитового и эффузивно-кремнистого рудноформационных типов. Основное проявление оруденения байкальской эпохи связано с орогенным этапом. Формирование полезных ископаемых обусловлено вулканической и, особенно, интенсивной плутонической деятельностью, проявленной в это время. Так, с лаптопайскими субвулканическими интрузиями долеритов и риолитов связано образование медного, цинкового и свинцового оруденения. Становлением многофазных гранитных массивов гранитлейкогранитового сальнерско-маньхамбовского комплекса, а, точнее, становлением его второй фазы, обусловлено образование оруденения следующих формационных типов: скарново-магнетитового, медного кварцево-жильного, жильного свинцово-цинкового, молибденвольфрамового, золото-кварцевого и золото-сульфидного, железорудно-борного, постмагматических ниобий-танталоносных и редкоземельных метасоматитов, асбестового в карбонатах, а также формирование проявлений поделочных камней. Помимо этого, поделочные камни, оруденение скарново-магнетитовой, асбестовой в карбонатах и жильной свинцово-цинковой формаций связаны со становлением малопатокского долеритового гипабиссального комплекса.

В эпиплатформенный этап байкальской минерагенической эпохи на территории происходило формирование средне-позднекембрийских кор выветривания. С сохранившимися фрагментами кор, образованными по эффузивам и туфам кислого и, возможно, основного составов умеренно-щелочного ряда саблегорской свиты, связано оруденение редких земель и иттрия остаточного типа.

В пределах изученной площади Ляпинская минерагеническая область подразделяется на два рудных района: Саблегорский марганцеворудный (2.1 Mn/RF₃-V₂) и Торговско-Народинский золото-молибден-вольфрамовый (2.2 Au,W,Mo/RF₂-С₃). Саблегорский район охватывает площадь развития пород саблегорской свиты и арьяншорской толщи и включает в себя прогнозируемый Арьяншорский марганцеворудный узел (2.1.1 Mn). Торговско-Народинский рудный район соответствует выходу на дневную поверхность многочисленных гранитных массивов сальнерско-маньхамбовского комплекса, включая зоны их воздействия на окружающие породы. В пределах района выделено три рудных узла: Харотский золоторудный (2.2.1 Au), Парнукский (2.2.2 W,Mo) и Неройско-Патокский (2.2.3 W,Mo) молибден-вольфрамовые. Парнукский узел включает четыре, а Неройско-Патокский одно прогнозируемые молибден-вольфрамовые рудные поля.

В Ляпинской минерагенической области, вне рудных районов, располагается Патоквожский железо-марганцеворудный узел (2.0.1 Mn,Fe/RF₃-V₂). Его территория охватывает участки, где в синклинальных структурах сохранились фрагменты отложений арьяншорской толщи с марганцевым оруденением эффузивно-кремнистой формации. В контуре узла выделено Надеждинское марганцеворудное поле (2.0.1.1 Mn), отвечающее площади одноименного марганцевого проявления.

Западно-уральская цинк-золото-меднорудная минерагеническая зона в пределах листа соответствует границам Бельско-Елецкой СФЗ, отвечает каледоно-герцинской минерагенической эпохе и включает в себя отложения среднего структурного этажа (уралиды), сформированные в возрастном диапазоне от позднего кембрия до позднего карбона. От нижнего структурного этажа отложения палеозойского возраста отделены крупным угловым и стратиграфическим несогласием. Минерагенический облик зоны обусловлен возобновившимися процессами сопряженно-континентального рифтогенеза. На территории листа в этот период в грабеноподобных структурах накапливается мощная пачка отложений терригенной формации, с которой связаны ископаемые россыпи олова, тория, циркония, титана, локализованные в базальных слоях обеизской свиты и сформированные за счет перемыва рудных образований нижнего структурного этажа. В базальных конгломератах отмечены повышенные содержания золота и выявлены единичные знаки этого металла, имеющие кластогенный облик. С этапом развития раннепалеозойских грабеноподобных структур связано образование стратифицированных проявлений медистых песчаников, медного и медно-уранового оруденения типа «несогласия». Возможно, в эту же стадию по кислым эффузивам нижней подсвиты саблегорской свиты осуществлялось формирование метасоматитов с редкоземельной и иттриевой минерализацией, условно выделенной формации метасоматитов в связи со щелочными и умеренно-щелочными эффузивами. Медное оруденение также связано с незначительно проявленной в это время магматической деятельно-

стью (гипабиссальный леквожский долеритовый комплекс). В дальнейшем со среднего ордовика рифтогенная терригенная формация сменяется карбонатной формацией зоны континентального шельфа. В это время, по-видимому, в период завершения рифтогенного этапа, в основании разреза щугорской серии (кожимской свиты) формируется стратифицированное полиметаллическое оруденение. Следует отметить, что гидротермально-осадочное происхождение как свинцово-цинковых руд, так и медистых песчаников, аргументировано в недостаточной степени, поэтому генетические построения имеют предположительный характер. По другим представлениям, генезис данного оруденения рассматривается как осадочный [114].

В период накопления мелководных осадков карбонатной формации, в позднеживетское время, формируются осадочные руды железа сидерит-шамозит-гидрогетитовой формации, а в ранневизейское – сидеритовой стратиформной. Многочисленные проявления и пункты минерализации сидеритовых руд известны за пределами листа. На изученной же площади, в настоящее время, оруденение этого типа не установлено.

В пределах Западно-уральской минерагенической зоны выделены Косью-Кожимский меднорудный (1.1 Cu/O₁) и Кожимский полиметаллический (1.2 Zn,Pb/O₂) районы. Косью-Кожимский район охватывает площадь развития пород саледской свиты с локализованным в ее подошве горизонтом медистых песчаников. В его контуре выделены Косьюнское (1.1.0.1 Cu) и прогнозируемое (1.1.0.2 Cu) меднорудные поля.

Кожимский полиметаллический район в рамках листа соответствует площади развития отложений щугорской серии, в нижней части разреза которой развита сфалеритовая минерализация предположительно стратифицированного типа.

В Западно-уральскую минерагеническую зону, располагаясь вне рудных районов, входит Интинско-Косьюнская железорудный узел (1.0.1 Fe/D₂-C₁). Ее территория охватывает площадь распространения пород среднедевонско-раннекаменноугольного возраста. В среднедевонских отложениях получили развитие шамозитовые осадочные железные руды, а в раннекаменноугольных-сидеритовые (за пределами площади).

Так же каледоно-герцинской минерагенической эпохе соответствует выделяемая на площади Приполярно-Уральская хрусталеносная субпровинция. Субпровинция охватывает значительную по площади территорию, сложенную образованиями как нижнего, так и среднего структурных этажей, в пределах которой установлены месторождения и проявления горного хрусталя. Формирование их связано с гидротермальной деятельностью, проявленной в орогенный этап развития уральской геосинклинали, предположительно, в пермское время. Вероятно, этими же процессами обусловлены повышенные концентрации вольфрама в отложениях раннепалеозойского возраста. На территории листа в состав Приполярно-Уральской хрусталеносной

субпровинции входят Западный (З.qp), Центральный (З.qp) и Восточный (З.qp) хрусталеносные районы, вытягивающиеся в северо-восточном направлении согласно общей структуре Приполярного Урала и разделенные крупными тектоническими нарушениями северо-восточного простираения (Западный и Восточный Народинский разломы). В свою очередь, серией нарушений северо-западного простираения районы разделены на ряд тектонических блоков, в пределах которых выделены хрусталеносные узлы, вмещающие в себя хрусталеносные поля. Всего на территории листа присутствует 7 хрусталеносных узлов и 11 полей [76, 115].

Верхний (мезозойско-кайнозойский) структурный этаж, соответствующий альпийской минарагенической эпохе, представлен отложениями кайнозойского возраста (N_2-Q), с которыми связаны только россыпные проявления золота, сформированные в период общего воздымания территории. Выделенный на площади Косьюнский золотороссыпной район охватывает часть бассейна р. Косью, где в его пределах известен ряд шлиховых потоков и два проявления золота. Кожимский и Маньинский золотороссыпные районы, охватывающие территории в северо-восточной и юго-восточной частях изученной площади, соответствуют водосборным бассейнам р.р. Кожим и Манья. Россыпи районов располагаются за рамкой листа.

Из всего разнообразия видов полезных ископаемых, присутствующих на изученной территории, наиболее интересным в промышленном отношении является оруденение медистых песчаников. Заслуживает внимания прогнозируемая полиметаллическая минерализация стратиформного типа и молибден-вольфрамовое оруденение. Как перспективные оцениваются марганцевая и хрусталеносная минерализации. Несомненный интерес, несмотря на отсутствие прогнозной оценки, представляет медное и медно-урановое оруденение условно отнесенное к типу «несогласия» (урановые с Si, Ni, Co, Ag и Au месторождения Канады и Австралии) [26, 65], редкоземельная специализация эффузивов и туфов саблегорской свиты («ниобиевые туфы» Австралии), ископаемые россыпи золота, возможно, локализующиеся в груботерригенных отложениях алькесвожской и обеизской свит (по аналогии с территорией листа Q-41-XXV, где установлен ряд перспективных проявлений этого типа) [110], ярко выраженная геохимическая специализация гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса на олово, позволяющая предполагать возможность обнаружения на площади оловянного оруденения. Оценка перспектив площади на эти полезные ископаемые не производилась ввиду недостаточной изученности территории на данные типы сырья и отсутствия уверенных поисковых предпосылок и критериев для прогноза.

Марганец. Основными минарагеническими факторами, контролирующими марганцевую минерализацию, являются стратиграфический, литологический и метаморфический факторы первого рода. Стратиграфический и литологический факторы заключаются в приуроченности

марганцевой минерализации к стратифицированному горизонту, расположенному на границе саблегорской свиты и арьяншорской толщи и сложенному пестроцветными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Как локальный литологический фактор, следует рассматривать преимущественную локализацию окисных руд в пластах вишнево-красных яшмовидных туффитов и яшмоидов. Метаморфический фактор предопределяет перспективность площадей с низкой степенью метаморфизма. Иначе карбонатные и, частично, окисные марганцевые руды преобразуются в силикатные [47]. К прямым поисковым признакам оруденения стоит относить наличие среди отложений саблегорской свиты и арьяншорской толщи пестроцветных пород с налетами гидроокислов марганца, расположенные здесь же литохимические точечные или площадные аномалии марганца в почвах или коренных породах. На близость оруденения могут указывать шлиховые потоки марганцевых минералов в аллювии водотоков, дренирующих образования данных стратиграфических подразделений. Косвенным признаком является наличие на перспективных площадях кварцитов хобеинской свиты или брекчированных доломитов арьяншорской толщи, пласты и линзы которых часто залегают, соответственно, в подошве и кровле железомарганцевого горизонта. Присутствие среди марганценосных пород яшмовидных туффитов или яшмоидов указывает на возможность обнаружения браунитовых руд.

Оценивая перспективы площади на марганцевое оруденение, следует отметить, что выявленная в настоящее время минерализация не отвечает требованиям промышленности к марганцевым рудам вследствие малой мощности рудных тел, низких содержаний полезного компонента и, во многих случаях, существенно силикатного состава руд. Однако, учитывая незначительную степень изученности железомарганцевого горизонта, и, принимая во внимание факторы первого рода (главным образом, метаморфический), на территории листа выделен прогнозируемый Арьяншорский марганцеворудный узел, охватывающий поле развития арьяншорской толщи с предполагаемым залеганием рудного горизонта от 0 до 300 м. По узлу произведен подсчет ресурсов марганцевых руд категории P_3 . При подсчете за эталонный объект принято Надеждинское проявление [91]. Площадь прогнозируемого узла в пределах изученной территории равна $177,5 \text{ км}^2$, средняя мощность рудного пласта, вскрытого канавами и опробованного в обнажениях на руч. Арьяншор, составляет 8,5 м при средневзвешенном содержании марганца 7,3% [118]. Тогда, при объемной удельной продуктивности эталона, равной $0,8 \text{ т/м}^3$, коэффициенте рудоносности 0,1 и коэффициенте аналогии 0,6, прогнозные ресурсы марганцевых руд узла составят 72,4 млн. т.

Медь. На изученной площади наиболее перспективным является оруденение медистых песчаников. Минерализация локализуется в выдержанном по простиранию рудоносном горизонте, который располагается в подошве саледакской свиты, сложенной прибрежно-морскими зелено-

цветными терригенными отложениями, непосредственно на контакте с красноцветными прибрежно-континентальными отложениями обеизской свиты. Кроме охарактеризованных стратиграфического и литолого-фациального региональных факторов первого рода, важную рудоконтролирующую роль играют локальные литологический и тектонический факторы. Наиболее богатая минерализация, как правило, локализуется в прослоях и линзах песчаников, особенно в их грубозернистых разностях, а в зонах тектонических нарушений и в замковых частях складок высокого порядка, наряду с увеличением мощности рудного горизонта, увеличиваются содержания меди и серебра. Рудоконтролирующими факторами второго рода являются геодинамический, структурный и палеогеографический факторы. Меденосный горизонт локализован в отложениях терригенной формации, сформированных в грабеноподобных структурах в условиях сопряженно-континентального рифтогенеза. Эти отложения образуют полосу, прослеживающуюся вдоль основных структур Приполярного и Полярного Урала. Своего максимума медное оруденение в данной полосе достигает на склонах поперечных поднятий Урала. Так, наиболее меденосная часть Косью-Кожимского меднорудного района (Косьюнское рудное поле) располагается на северном и северо-западном склоне Кожимского поперечного поднятия. Оруденение разделяется на два подтипа. На территории листа выделен косьюнский подтип, здесь рудовмещающие отложения относятся к заливно-лагунным или мелководно-морским осадкам. Минерализация приурочена к маломощному (в среднем, до 7 м) рудоносному горизонту площадного распространения. Прогнозируемый на площади второй - саурипейский - подтип локализуется в отложениях дельтовых фаций и характеризуется многоярусным серебрясодержащим оруденением. Прямыми поисковыми признаками медистых песчаников могут являться: шлиховые потоки и отдельные шлиховые пробы с сульфидами меди, свинца и вторичными минералами меди в аллювии водотоков, дренирующих контакт саледской и обеизской свит; точечные и площадные литохимические аномалии меди и серебра, локализованные вдоль этого контакта; вкрапленность халькопирита, халькозина, борнита или пирита, а также пленки медной зелени в основании разреза саледской свиты.

Оценка прогнозных ресурсов медистых песчаников осуществлялась как по Косью-Кожимскому меднорудному району (в рамках площади листа), так и по двум перспективным площадям, выделенным в его контуре. Первая площадь – Косьюнское меднорудное поле – вмещает ряд наиболее изученных проявлений района (табл. 2) [82], суммарные прогнозные ресурсы которых, категории P_2 , при бортовом содержании полезного компонента 0,4%, составляют 2000 тыс. т. меди. В свою очередь, на данных проявлениях представляется возможным прогнозировать месторождения медистых песчаников различных рангов с рядовыми (1% Cu) и бедными (менее 1% Cu) рудами, распространяя на них без изменения прогнозные ресурсы проявлений. В

результате чего в контуре Косьюнского рудного поля, на проявлениях I-4-2,3,4, прогнозируются малые месторождения, соответственно, с ресурсами меди 95, 54, и 82 тыс. т. На проявлении I-4-5 – среднее месторождение с ресурсами 330 тыс.т меди и на проявлении I-3-2 – крупное с ресурсами 1400 тыс. т.

Вторая площадь – прогнозируемое меднорудное поле – охватывает две небольшие синклинальные структуры, выполненные отложениями саледакской свиты и продолжающиеся на территории листа Q-41-XXV, где в их пределах выявлено оруденение медистых песчаников саурипейского подтипа [77], принятое за эталонный объект. Распространяя данное оруденение на площадь меденосных структур (7,3 км²), при удельной площадной продуктивности 0,02 т/м² для меди и 0,0002 т/м² для серебра, и коэффициенте аналогии 0,5, прогнозные ресурсы последних, категории P₃, составят 73 тыс.т меди и 73 т серебра.

При оценке ресурсов Косью-Кожимского рудного района за эталонный объект принято Косьюнское меднорудное поле с удельной площадной продуктивностью 0,03 т/м². Общая площадь меденосных структур района (за исключением выделенных рудных полей и площади Войвожского проявления), оконтуренная с учетом распространения минерализации до глубины 300 м, составляет 217 км². Учитывая недостаточную изученность рудного горизонта за площадью Косьюнского поля и более низкие, известные в настоящее время, содержания меди, удельная продуктивность эталона уменьшена в 5 раз и принимается равной 0,006 т/м². При этих условиях, а также при коэффициенте подобия 0,8, ресурсы меди категории P₃ Косью-Кожимского меднорудного района составят 1042 тыс.т, а с учетом Войвожского проявления [131] – 1072 тыс. т.

Перспективы рудного района не ограничиваются медью. Попутным компонентом может являться серебро, в небольших количествах присутствующее в рудах, и, возможно, золото, единичные знаки которого выявлены в протолочных пробах и в шлихах из аллювия водотоков, дренирующих отложения саледакской свиты. Поэтому при возобновлении геологоразведочных работ на медистые песчаники следует оценить их золотоносность.

Свинец, цинк. Перспективы территории связаны с прогнозируемым стратифицированным свинцово-цинковым оруденением. Поскольку на площади установлен только один пункт минерализации цинка предположительно данного рудноформационного типа, выявление минерогенетических факторов и поисковых признаков основывается на анализе закономерностей размещения минерализации аналогичного характера на листах Q-41-XXV, XIX [73, 90].

Для свинцово-цинкового оруденения выделены стратиграфический, литологический, локальный тектонический факторы первого рода, а также ряд поисковых признаков. Стратиграфический и литологический факторы заключаются в том, что продуктивной толщей являются

сложнодислоцированные породы кожимской свиты (щугорской серии). При этом свинцово-цинковая, главным образом, прожилково-вкрапленная минерализация приурочена к нижней части свиты, к границе подстилающей углеродсодержащей терригенно-карбонатной и покрывающей существенно карбонатной пачек. Тектонический фактор обусловлен тем, что наиболее богатые, густовкрапленные руды локализуются в призмковых частях складок высокого порядка, где в незначительном количестве также присутствуют брекчиевидные руды, приуроченные к нарушениям типа послонных срывов. К прямым поисковым признакам оруденения можно отнести галенит-сфалеритовую минерализацию, располагающуюся в основании разреза кожимской свиты или щугорской серии, наличие здесь же литохимических аномалий свинца и цинка, шлиховые ореолы и потоки галенита или сфалерита. Косвенными признаками могут являться вторичные и первичные ореолы рассеяния бария и марганца, а также широко проявленная в рудовмещающих отложениях пирротиновая минерализация. При прогнозной оценке ресурсов Кожимского полиметаллического рудного района, за эталонный объект принято Кожимское цинково-свинцовое рудное поле, включающее ряд проявлений с преимущественно сфалеритовым составом руд (листы Q-41-XXV, XIX) [73, 90]. Его удельная площадная продуктивность составляет $0,02 \text{ т/м}^2$ для цинка и $0,013 \text{ т/м}^2$ для свинца [96, 116]. Экстраполируя продуктивность эталона на площадь Кожимского рудного района (117 км^2) с коэффициентом аналогии равным 0,4, ресурсы последнего, категории P₃, составят 936 тыс.т цинка и 600 тыс.т свинца.

Молибден, вольфрам. Вследствие особенностей своего геологического строения и по ряду поисковых признаков, площадь листа считается весьма перспективной на обнаружение здесь объектов молибден-вольфрамовой рудной формации, грейзеново-гидротермального генетического типа, представляющих промышленный интерес. Выделенные для данной минерализации рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки отражают анализ закономерностей размещения молибден-вольфрамового оруденения на листе Q-40-XXXVI, где известны многочисленные пункты минерализации молибдена и вольфрама, а также крупные штокверковые проявления – Лимпопо и Холодное [92].

Из минерагенических факторов первого рода основным по значению является магматический фактор. Все пункты минерализации и проявления молибден-вольфрамовой рудной формации, известные на данной и соседней площадях, пространственно и генетически связаны с интрузиями лейкогранитов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Вторым по значению является тектонический фактор, обусловленный тем, что минерализация, как правило, располагается в зонах тектонических нарушений, которые служили не только путями внедрения гранитных расплавов, но и являлись благоприятными рудовмещающими структурами. Важную роль в локализации оруденения играет состав рудовмещающих пород (литологический фактор).

Наиболее благоприятными в качестве вмещающих шеелитовую минерализацию породами будут являться залегающие в надынрузивных зонах толщи, содержащие пласты и линзы карбонатов или пород с повышенной известковистостью, а также породы основного состава. На территории листа ими могут быть долериты лаптопайского, габброиды парнукского комплексов, мрамора или доломиты мороинской, саблегорской и щокурьинской свит. Из факторов второго рода следует отметить геодинамический фактор и фактор эрозионного среза. Геодинамический фактор заключается в том, что площадь листа относится к рифтогенной области рифейско-вендской тектоно-магматической активизации, характеризующейся наличием долгоживущих тектонически активных зон, контролирующих размещение рудоносных гранитных массивов. Фактор эрозионного среза определяет позицию молибден-вольфрамовой минерализации относительно апикальных частей гранитных интрузий, позволяя оценить вертикальный размах прогнозируемого оруденения. Известно, что верхние горизонты месторождений часто характеризуются максимальным проявлением вольфрамового оруденения, а существенно молибденовые руды тяготеют к ближайшему экзоконтакту интрузивов или располагаются в их эндоконтактовых частях. К верхним, или внешним частям месторождений приурочена также свинцово-цинковая минерализация [40, 62]. Поэтому в ранг перспективных выделялись площади, обладающие широким спектром проявившихся этапов минерализации, от раннего молибденового, до самого позднего или внешнего – полиметаллического.

Прямыми поисковыми признаками оруденения являются выдержанные шлиховые потоки или ореолы шеелита, а также единичные знаки молибденита в шлиховых пробах, уверенно указывающие на близость коренного источника. Молибден-вольфрамовая минерализация сопровождается литохимическими первичными или вторичными ореолами и точечными аномалиями Mo, W и сопутствующих им элементов – Pb, Zn, Bi, Be, Nb, Sn, что можно отнести, соответственно, к прямым и косвенным поисковым признакам. Косвенными признаками являются поля роговиков и ороговикованных, калишпатизированных, грейзенизированных и альбитизированных пород, тела скарнов, скарнированные и сформированные по гранитам и габброидам гибридные породы, а также присутствующие на этих площадях шлиховые потоки или единичные шлиховые пробы, содержащие галенит, сфалерит, касситерит, т.е. минералы, сопутствующие молибден-вольфрамовому оруденению.

На основании минерагенических факторов и поисковых признаков в рамках изученной площади выделено пять перспективных вольфрам-молибденовых рудных полей, при оценке которых за эталонные объекты приняты проявления Лимпопо и Холодное. Прогнозируемые рудные поля П.2.2.2, П.2.2.3, П.2.2.4 характеризуются схожей геологической ситуацией с площадью проявления Лимпопо (предполагаемые надынрузивные зоны гранитных массивов второй фа-

зы, развитие процессов ороговикования, наличие в шлиховых пробах шеелита и молибденита). Удельная площадная продуктивность эталона составляет $0,002 \text{ т/м}^2 \text{ WO}_3$ и $0,004 \text{ т/м}^2 \text{ Mo}$. Учитывая коэффициенты подобия, принятые равными 0,8 для полей П.2.2.2, П.2.2.3 и 0,5 для поля П.2.2.4, ресурсы категории P_3 составят: поле П.2.2.2 ($11,5 \text{ км}^2$) – 18 тыс.т WO_3 , 37 тыс.т Mo ; поле П.2.2.3 ($52,7 \text{ км}^2$) – 84 тыс.т WO_3 , 169 тыс.т Mo ; поле П.2.2.4 ($54,0 \text{ км}^2$) – 54 тыс.т WO_3 , 108 тыс.т Mo . Рудные поля П.2.2.1 и П.2.3.1 представляют собой зоны влияния гранитных массивов, частично сложенные габброидами парнукского комплекса. Это позволяет производить их оценку, исходя из аналогии с проявлением Холодное (130 тыс. т WO_3 и 52 тыс. т Mo), распространяя его ресурсы на перспективные площади с использованием коэффициентов подобия, соответственно равных 0,5 и 0,7. В результате чего ресурсы категории P_3 поля П.2.2.1 составят 65 тыс. т WO_3 и 26 тыс. т Mo , а поля П.2.3.1 – 91 тыс. т WO_3 и 36 тыс. т Mo .

Горный хрусталь. Для хрусталеносной минерализации основными являются тектонический и литологический рудоконтролирующие факторы первого рода и структурный второго. Тектонический фактор определяет расположение как хрусталеносных районов, узлов и полей, так и кварцево-жильных зон в их пределах. При этом крупные долгоживущие разломы северо-западного и северо-восточного простираний являются рудолокализирующими или рудоподводящими структурами, а опережающие их более мелкие тектонические нарушения различных направлений и зоны расщепления – рудовмещающими. К ним, как правило, приурочена наиболее продуктивная хрусталеносная минерализация. Важную роль в ее размещении на проявлениях и месторождениях играют складчатые структуры высоких порядков. В их ядрах, в тех случаях, когда они сложены жесткими породами, на перегибах крыльев или в местах погружения шарниров формируются тектонические блоки, контролирующие расположение кварцево-жильных хрусталеносных зон. Как тектонический фактор следует рассматривать границу регионального несогласия, контролирующую размещение ряда хрусталепроявлений и играющую, по-видимому, роль экрана для гидротермальных растворов. Кроме тектонического контроля, обязательным условием, способствующим формированию хрусталеносной минерализации, является насыщенность окружающих пород кремнеземом или их интенсивное окварцевание. Благоприятными для локализации хрусталеносных зон являются контакты различных по своему составу вмещающих пород. Такие породы обычно представлены кварцитами, кварцевыми песчаниками, риолитами, гранитами, то-есть разностями, обогащенными кремнеземом, и габбро, долеритами, диоритами, доломитами или мраморами – породами, в той или иной мере, обогащенными кальцием. На размещение хрусталеносных образований влияют и физико-механические свойства пород. Ослабленными зонами, благоприятными для заложения хрустале-вмещающих нарушений, служат контакты хрупких и пластичных пород, при этом хрустале-

носные зоны локализируются в более компетентных разностях.

Структурный фактор заключается в приуроченности Приполярно-Уральской хрусталеносной субпровинции к Ляпинскому антиклинорию или Кожимскому поперечному поднятию.

Надежными поисковыми признаками хрусталеносных образований являются кварцево-жильные зоны в сочетании с интенсивным метасоматическим изменением окружающих пород и перекристаллизацией жильного кварца (образование гигантозернистых разностей), линзовидные и неправильные (ступенчатые, волнистые) формы кварцевых жил, ветвящиеся жилы.

Из 11 выделенных на площади листа хрусталеносных полей перспективными являются Манарагское (Ш.1.1.2), Харотское (Ш.1.2.1), Перевальное (Ш.1.3..2), Парнукское (Ш.2.1.1), и Щекурьинское (Ш.2.3.2) поля. Их перспективы связаны как с жильным кварцем и горным хрусталем, пригодными для варки и плавки кварцевых стекол, так и с пьезооптическим кварцем. Наряду с этим, фактически все хрусталеносные объекты представляют интерес как источники коллекционного, а, зачастую, и ограночного сырья [76].

В пределах перечисленных полей прогнозные ресурсы подсчитаны на месторождениях Юбилейное, Скалистое [130], Верхний Парнук (уч. Плато и Зона № 3) [121], Центральный Паток (Восточная зона, уч. Западный) [93] и проявлениях Падежа-Вож, Южная Харота, Жильное [130]. Практически все они разведаны и отработаны лишь с поверхности (1-5 м) и в дальнейшем заслуживают постановки поисково-оценочных работ.

Оценка ресурсов осуществлялась методом геологических блоков. В их контуры, в пределах перспективных объектов, включались кварцево-жильные поля, площади развития пород, благоприятных для локализации кварцево-жильной и хрусталеносной минерализации, и зоны рудоконтролирующих тектонических структур. При этом площади прогнозных блоков, как правило, совпадают с площадями разведанных частей объектов. Глубина прогноза главным образом определялась по глубине распространения вскрытой эрозией минерализации. Исключением является участок Западный (месторождение Центральный Паток), здесь глубина прогноза установлена в результате проведенных поисково-оценочных работ.

Подсчет ресурсов категории P_2 месторождений Юбилейное, Скалистое, проявлений Падежа-Вож, Жильное и Южная Харота производился следующим образом. Величина прогнозных ресурсов жильного кварца рассчитывалась как произведение объема прогнозируемого блока на коэффициенты кварценосности, надежности прогноза и объемный вес жильного кварца ($2,6 \text{ т/м}^3$). Ресурсы горного хрусталя и пьезооптического кварца определялись как произведение объема прогнозируемого блока на среднее содержание и коэффициент надежности прогноза.

Параметры, применяемые для расчета, приведены в таблице 2.

Параметры, использованные для подсчета прогнозных ресурсов месторождений
Юбилейное, Скалистое и проявлений Жильное, Южная Харота, Падежа-Вож

№№ пп	Ин- декс клет ки	Но- мер на кар- те	Наименование объекта	Кoeffи- циент кварце- носности	Средние содержания кг/м ³		Параметры блоков	
					Горный хру- сталь	Пьезооп- тический кварц	Площадь м ²	Глубина прогноза м
1	II-4	2	Падежа-Вож	—	0,08	—	50 000	100
2	II-4	12	Жильное	1	—	—	21 000	25
3	III-2	14	Южная Харота	0,006	0,002	0,000 06	460 000	100
4	III-2	23	Юбилейное	0,000 1	0,001	0,000 01	1 530 000	100
5	IV-3	6	Скалистое	0,001	0,01	0,000 04	300 000	150

В результате прогнозные ресурсы проявления Падежа-Вож, при коэффициенте надежности прогноза, равном 0,9, составляют 360 т горного хрусталя для плавки оптического стекла, прогнозные ресурсы проявления Жильного (коэффициент надежности прогноза – 0,8) – 1100 тыс.т жильного кварца, пригодного для варки оптического стекла. Ресурсы жильного кварца и горного хрусталя, пригодных для плавки, и пьезооптического кварца проявления Южная Харота составят, при коэффициенте надежности 0,6, соответственно, 43 тыс.т, 55 т и 1,6 т. Ресурсы месторождения Юбилейного (коэффициент надежности прогноза – 0,7) – 27 тыс.т жильного кварца и 110 т горного хрусталя для плавки, и 1,1 т моноблоков пьезооптического кварца. Ресурсы месторождения Скалистого (коэффициент надежности – 0,8) – 94 тыс.т жильного кварца и 360 т горного хрусталя, пригодных для плавки, и 1,4 т моноблоков пьезооптического кварца.

Оценка ресурсов категории P₂ месторождения Верхний Парнук осуществлялась по двум участкам – Плато и Зона № 3. Прогнозные ресурсы участка Плато, при площади прогнозного блока, равной 42 000 м², глубине прогноза – 50 м, коэффициенте хрусталеносности – 0,2, средних содержаниях пьезооптического кварца – 0,006 кг/м³ и горного хрусталя – 0,08 кг/м³, составят: 2,5 т моноблоков пьезооптического кварца и 34 т горного хрусталя, пригодного для плавки оптического стекла. Ресурсы второго участка, при площади прогнозного блока – 2400 м², глубине прогноза – 100 м, коэффициенте хрусталеносности – 0,25, средних содержаниях пьезооптического кварца и горного хрусталя, соответственно, 0,02 кг/м³ и 0,2 кг/м³, составят 1,2 т моноблоков пьезооптического кварца и 12 т горного хрусталя, пригодного для плавки. В итоге,

суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 месторождения будут равняться 3,7 т моноблоков пьезооптического кварца и 46 т горного хрусталя.

Прогноз ресурсов категории P_1 участка Западный на месторождении Центральный Паток осуществлен по результатам бурения (сеть 30×20 м со сгущением до 10 м), проведенного здесь на стадии поисково-оценочных работ [93]. Площадь прогноза равна $0,08 \text{ км}^2$, глубина – 30 м. В пределах прогнозной площади предполагается наличие 80 хрусталеносных объектов (с учетом выявленных в процессе бурения), со средним содержанием кристаллосырья – 1810 кг на один объект. В результате этого, прогнозные ресурсы кристаллосырья на участке составят 145 т, а горного хрусталя, пригодного для плавки оптического стекла, при ориентировочном выходе сортового горного хрусталя 45,2%, – 65 т.

Результаты оценки позволяют прогнозировать на проявлениях Падежа-Вож, Жильное, Южная Харота, а также на малых месторождениях Скалистое и Верхний Парнук объекты в рангах средних месторождений.

9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования [109], рассматриваемая территория расположена в основном в пределах Западно-Уральской системы адмассивов, массивов, наложенных⁶ адмассивов и Центрально-Уральской системы массивов, принадлежащих Уральской гидрогеологической складчатой области. Крайняя северо-западная часть площади входит в Печоро-Предуральскую систему адартезианских и артезианских структур Тимано-Печорской артезианской области. Сложные геоструктурные особенности территории, многообразие мерзлотных условий, обусловленных климатом, высотной поясностью и рельефом, определяют в целом гидрогеологическую обстановку района.

Для района характерны следующие мерзлотные условия: в пределах долинно-террасового комплекса и гольцового низкогорья до абс.отм. 500-800 м развита островная и редкоостровная мерзлота, выше преобладает прерывистая и сплошная. Мощность многолетнемерзлых пород (ММП) изменяется от 5-25 в низких предгорьях и на склонах речных долин и резко увеличивается в гольцовом среднегорье (абс. отм. 800-1200 м) до 300-500 м, выше она возрастает до 500 и более метров [32, 107]. Сквозные талики приурочены к долинам рек, ручьев, озерным котловинам и зонам разломов. Несквозные – тяготеют к полосам стока и скоплениям крупноглыбового материала склоновых отложений.

Распределение температур ММП также подчинено высотной зональности: на отметках 1400

⁶ Наложённые гидрогеологические структуры образованы крупными тектоническими покровами, обычно резко отличающимися от подстилающего автохтона.

м температура пород, по Н.Г. Оберману, равна минус 5°C [32]. В пределах платообразных вершин Малды-Нырды (на сопредельной площади) с абс. отм. 900-1300 м установлены температуры ММП минус $1\div 1.5^{\circ}\text{C}$, в прирвовочных и обрамляющих частях крутых склонов, наиболее сильно выхолаживаемых, зафиксирован отрицательный градиент до $0.7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, при температуре пород -2.5°C на глубинах 150-180 м.

Определяющими факторами особенностей распределения температур, мощностей и границ ММП является глубина залегания подземных вод, экспозиция и крутизна склонов. Максимальные значения этих параметров присущи, как правило, крутым склонам и склонам северных и западных экспозиций.

Мощность сезонно-талого слоя (СТС), в зависимости от литологии пород, гидрогеологических особенностей, экспозиции склона и микрорельефа, изменяется от 0.5-1.0 м до 2-3, в курмниках до 5-10 м.

При гидрогеологической стратификации геологического разреза основными критериями выделения гидрогеологических подразделений, при отсутствии данных о величине проницаемости (водоносности) горных пород (район работ в гидрогеологическом отношении практически не изучен) принят геологический принцип, в основном, литогенетический признак водовмещающих пород, обуславливающий фильтрационные свойства и характер их пространственного изменения. На основании вышеизложенного и в соответствии с Легендой Северо-Уральской серии государственной гидрогеологической карты м-ба 1:200000 [108], выделены следующие гидрогеологические подразделения (рис 2):

1. Водоносный (слабоводоносный)⁷ таликовый (криогенно-таликовый) комплекс верхнеплиоцен-четвертичных отложений (N_2-Q);
2. Водоносная локально-водоупорная таликовая надзона⁸ верхнекаменноугольно-нижнепермских терригенных отложений (C_3-P_{1t});
3. Водоносная таликовая надзона нижне- верхнекаменноугольных карбонатных отложений (C_1-C_3c);
4. Водоносная (локально-водоупорная) таликовая надзона нижнедевонско-нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений (D_1-C_{1tc});
5. Водоносная таликовая надзона среднеордовикско-нижнедевонских карбонатных отложений (O_2-D_{1c});
6. Водоносная (слабоводоносная) субкриогенная надзона верхнекембрийско- нижнеордо-

⁷ В скобках указывается название стратона, менее характерного для площади его распространения

⁸ Водоносная (слабоводоносная) надзона – совокупность этажно залегающих водоносных (слабоводоносных) зон с различной степенью гидравлической связи между собой

викских терригенных отложений (C_3-O_1t);

7. Водоупорная субкриогенная зона нижневендско-верхнекембрийских интрузивных образований (V_1-C_3i);

8. Водоупорная локально-водоносная зона верхнерифейско-раннекембрийских вулканогенно-терригенных образований (R_3-C_1vt);

9. Водоносная (слабоводоносная) надзона верхнерифейских терригенных отложений (R_3t);

10. Водоупорная локально-водоносная зона ниже-среднерифейских терригенных отложений (R_1-R_2t).

В связи с тем, что водоносный комплекс верхнеплиоцен-четвертичных отложений (N_2-Q) в целом весьма слабо изучен, характеризуются наиболее изученные и водообильные части его разреза, выделенные при этом в самостоятельные гидрогеологические подразделения.

Сезонно-водоносный (слабоводоносный) горизонт СТС имеет практически повсеместное распространение в горной части района. Залегает первым от поверхности и по отношению к ММП является надмерзлотным. Приурочен, в основном, к элювиальным, элювиально-делювиальным и гравитационным отложениям склонового ряда, а на участках прерывистого и островного развития ММП – к серии ледниковых и водно-ледниковых отложений.

Литологически представлен суглинками валунными, щебнистыми и глыбовыми образованиями. Мощность горизонта в основном 2-3 м, в курумниках до 5-10 м. Вмещает поровые грунтовые воды. Незначительные напоры наблюдаются при сезонном промерзании горизонта, что, обычно, приводит к образованию склоновых наледей. Глубина встречи вод от 0-3 до 5-10 м.

Грунтовые воды горизонта выходят на поверхность в местах перегиба рельефа, в основаниях нагорных террас в виде мочажин и рассредоточенных источников с суммарным дебитом от 2-5 до 10-15 л/с и более. Водопитоки в канавы составляли 0.2-1.0 л/с [126]. Хотя, источники весьма непостоянны по водообильности, но, как показывает опыт наблюдений, существуют они, практически, на протяжении всего периода действия горизонта. Этому благоприятствует значительное количество атмосферных осадков, выпадающих за теплый период (600-700 и более мм) и наличие многочисленных снежников на приводораздельных склонах восточной и северо-восточной экспозиции. Питание горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Сток направлен к гидрографической сети, где частично воды горизонта разгружаются уже в виде мелких поверхностных водотоков. В основном же, разгрузка вод происходит в водоносный горизонт аллювиально-флювиогляциальных отложений, а при наличии у подошв склонов закарстованных карбонатных пород и в водоносные подразделения дочетвертичных образований.

Воды горизонта весьма пресные, минерализация 0.03-0.04 г/дм³. Состав хлоридно-

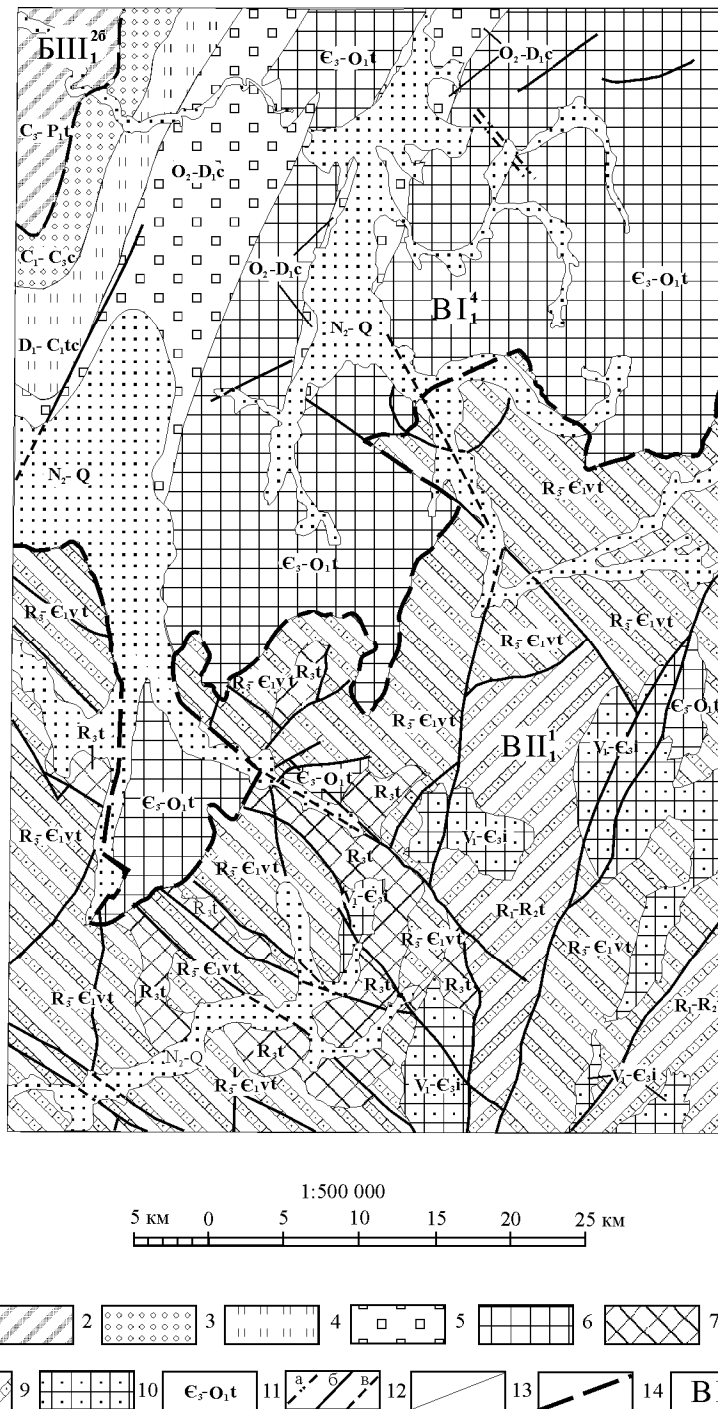


Рис. Схема распространения основных гидрогеологических подразделений. Составлена Е. Н. Бусыгиной.

1-5 - гидрогеологические подразделения развитые в зоне островного и редкоостровного распространения ММП: 1-водоносный (слабоводоносный)таликовый (криогенно-таликовый) комплекс верхнеплиоцен-четвертичных отложений (N_2-Q) 2 - водоносная локально-водоупорная таликовая надзона верхнекаменноугольно-нижнепермских терригенных отложений (C_1-P_1t) 3 - водоносная таликовая надзона нижне-верхнекаменноугольных карбонатных отложений (C_1-C_3c) 4 - водоносная (локально-водоупорная) таликовая надзона нижнедевонско-нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений (D_1-C_1tc) 5 - водоносная таликовая надзона среднеордовикско-нижнедевонских карбонатных отложений (O_2-D_1c); 6-10 - гидрогеологические подразделения развитые в зоне преимущественно сплошного распространения ММП: 6-7 - водоносная (слабоводоносная) субкриогенная надзона: 6-верхнекембрийско-нижнеордовикских терригенных отложений (ϵ_3-O_1t) 7 - верхнерифейских терригенных отложений (R_1t) 8-9 - водоупорная локально-водоносная зона: 8- верхнерифейско-нижнекембрийских вулканогенно-терригенных образований ($R_5-\epsilon_1vt$) 9 - нижне-среднерифейские терригенных отложений (R_5-R_1t) 10 - водоупорная зона нижневендско-верхнекембрийских интрузивных образований ($V_1-\epsilon_3i$) 11 - индекс гидрогеологического подразделения, символ справа обозначает состав водовмещающих отложений: t-терригенный, c-карбонатный, v-вулканогенный, i-интрузивный 12 - разломы: а-водоносные(водовыводящие), б-гидрогеологически неизученные достоверные, в-достоверные под нижележащими образованиями 13 - границы гидрогеологических подразделений 14 - границы гидрогеологических структур 15 - гидрогеологические структуры III-IV порядка: Б- Тимано-Печорская артезианская область: БIII²⁶ -Косью-Абезьский артезианский бассейн; В - Уральская гидрогеологическая складчатая область: ВI⁴-Кожимский адмивсез разнопромерозженный (несплошное и сплошное распространение ММП); ВII¹- Ляпинский массив со сплошным распространением ММП открытый

гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Грунтовые воды сезонно-водоносного горизонта СТС не имеют практической значимости по их использованию, но существенно определяют условия и характер питания основных водоносных подразделений.

Водоносный таликовый (криогенно-таликовый) горизонт верхнеплиоцен-четвертичных аллювиальных, флювиогляциальных и аллювиально-морских отложений (a, f, am N₂-Q) развит по долинам крупных водотоков, в пределах предгорной равнины в северо-западной части района имеет площадное распространение. Горизонт, в основном, является таликовым, в пределах верхних участков речных долин картируется как криогенно-таликовый, залегает первым от поверхности. Сложен валунно-гравийно-галечными грунтами с песчаным, супесчаным, песчано-глинистым заполнителем и без заполнителя. Мощность отложений горизонта изменяется от 3-5 до 15-20 м, в палеодолинах максимальная вскрытая мощность равна 50-60 м. Воды горизонта поровые, в основном грунтовые. При наличии прослоев и линз водоупорных пород, обычно в палеоврезах речной сети, приобретают напоры до 3-5, иногда до 10 м. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 0.4-1.5 до 10-15 м. В зимний безинфильтрационный период происходит изменение глубин залегания уровней подземных вод. При общем снижении уровня поверхности происходит значительная (до 4-8 м и более) сработка подземных вод в палеотальвегах и практически полная на участках террасоувалов. И, наоборот, на участках пересечения и сочленения структурно-ослабленных зон: разрывных нарушений, современных и древних долин водотоков происходит куполообразное повышение уровней подземных вод, что свидетельствует о разгрузке трещинно-жильных вод в водоносный комплекс аллювиальных отложений [70, 82]. При этом, на уплощенных участках низких речных террас (aIV, a¹III) и наличии палеоврезов (дрен) в их тыловых частях, нередко происходит изменение основного направления стока грунтовых вод на противоположный, или раздваивание его [131].

Питание вод комплекса происходит преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков и речных вод. На участках расширения пойменно-русловой части горных водотоков и увеличения мощности аллювиально-флювиогляциальных отложений до 40-60 м [89] объем речного питания значительно повышается. Так, в нижнем течении р. Манараги и в средней части руч. Юнковож отмечено поглощение речного стока в объемах 0.4 и 0.3 м³/с (3 и 18 % от общего речного стока) соответственно. Питание горизонта осуществляется также за счет перетекания вод из смежных водоносных подразделений коренных пород, разгрузки сезонно-водоносного горизонта СТС и на отдельных участках - трещинно-жильных вод. Разгружаются воды в гидрографическую сеть и глубокие палеоврезы древней речной сети, приуроченные к современным базисам эрозии.

Водообильность пород горизонта достаточно высокая. Дебиты источников в летний период составляют 2-3 л/с [131]. Дебиты скважин (в аналогичных горных условиях на сопредельной Кожимской площади) 1.5-4.5 л/с; удельные дебиты 1.1-1.5 л/с. Водопроницаемость отложений изменяется в основном в пределах от 240-450 до 559-685 м²/сут [70, 94]. Водоносность горизонта в предгорной равнинной части площади практически не изучена. Наблюдаются источники с дебитами от десятых долей до 3-4 л/с.

Воды горизонта преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые. В инфильтрационный период, в горной части района, где процессы питания, стока и разгрузки происходят быстро, они близки по составу к речным водам и снежникам и, как правило, хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0.04-0.05 г/дм³.

Воды горизонта пригодны для мелкого и крупного хозяйственно-питьевого водоснабжения, но не имеют естественной защищенности от антропогенного загрязнения, что необходимо учитывать при их использовании.

Характеристика гидрогеологических подразделений C₃-P_{1t}, C₁-C_{3c} и D₁ –C_{1tc} не приводится ввиду весьма ограниченного распространения (8% от всей площади) и отсутствия сведений об их водоносности.

Водоносная таликовая надзона среднеордовикско-нижнедевонских карбонатных отложений (O₂ – D_{1c}) развита в северо-западной части района, занимая около 9% от всей площади. Перекрыта водоносными комплексами четвертичных отложений. Представлена доломитами, известняками, глинистыми известняками. Общая мощность отложений надзоны достигает 1950 м. Воды, в основном, карстово-трещинные, в зонах разломов – трещинно-жильные. Преимущественно напорные, лишь на отдельных участках, перекрытых маломощными гидрогеологическими подразделениями четвертичных отложений, грунтовые. Пьезометрическая поверхность в долинах рек залегает на глубинах от 2 до 7 м от поверхности земли и выше ее. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, перетекания из перекрывающих гидрогеологических четвертичных подразделений и инфлюации поверхностных вод. Поглощающая способность карстовых воронок составляет 7-14 л/с, возможно более. Разгрузка вод верхних обводненных зон осуществляется родниковым стоком в долины р. Косью и ее крупных притоков, нижних – нисходящим перетоком в нижезалегающие водоносные подразделения.

Водообильность пород высокая и характеризуется дебитами источников от 2-10 до 400-600 л/с. Для карстовых источников характерны сезонные изменения дебитов с максимумами в июле-сентябре, минимумами в ноябре-апреле [69, 70]. По данным опытно-фильтрационных работ в долине р. Сывью (сопредельная площадь), дебиты скважин изменяются от 5 до 40 л/с при удельных дебитах от 0.36 до 10.3 л/с. Водопроницаемость пород равна 680-890 м²/сут [80].

Воды надзоны– гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией от 0.02-0.05 до 0.2 г/дм³, рекомендуются для крупного водоснабжения.

Водоносная (слабоводоносная) субкриогенная надзона верхнекембрийско-нижнеордовикских терригенных отложений (Є₃-O_{1t}) – одна из наиболее распространенных на рассматриваемой площади. Она является преимущественно субкриогенной, но может быть криогенно-таликовой и даже таликовой в предгорной северо-западной части района и в долинах рек, будучи перекрытой в последних гидрогеологическими подразделениями неоген-четвертичных отложений. В основном же, она залегает первой от дневной поверхности. Надзону слагают песчаники, алевролиты, алевролитистые и глинистые сланцы, гравелиты и конгломераты с суммарной мощностью 1200-1450 м. В верхней части разреза нередко отмечается увеличение карбонатности в цементе песчаников, что приводит к выщелачиванию карбонатов с образованием пор и каверн [82]. Воды надзоны в основном трещинно-жильные и порово-пластово-трещинные в верхней упомянутой части разреза. Сложное и разнообразное сочетание мерзлотной обстановки Кожимского адмассива обуславливает многообразие гидрогеологических особенностей надзоны, входящей в данную гидрогеологическую структуру. Наряду с преобладающими напорными водами имеют место грунтовые воды в предгорной части района. В данном случае площадь их распространения совпадает с областью их питания. Массивы горных сооружений, характеризующиеся в основном сплошным развитием ММП и глубоким промерзанием (до 500 и более м), имеют менее благоприятные условия питания вод надзоны. Здесь основными местами питания, путями движения и очагами разгрузки являются талики, приуроченные к зонам разломов. Гидрогеологические особенности различных криогидрогеологических горных массивов наиболее ярко выражены в зонах их сочленения – в долинах рек. В частности, в долине р. Нидысей разгрузка подземных вод надзоны с прилегающих массивов локализуется глубоко под долиной. Глубины появления напорных вод увеличивается в сторону русла от 64 -74 до 160 м. Другой особенностью динамики подземных вод является более глубокое залегание их уровней в восточной части долины, в отличие от западной, где скважины в основном фонтанируют [82]. По предположению Н.Г. Обермана [107], низкие уровни обусловлены менее благоприятными условиями питания прилегающего горного массива Восточные Саледы, характеризующегося более мощной и низкотемпературной мерзлой зоной по сравнению с массивом Западные Саледы. Различна и водообильность пород, если в западной части долины скважины фонтанируют с дебитом 15 л/с, то в восточной – дебит самоизлива равен 0.05 л/с.

Верхняя часть разреза надзоны (в долине р. Нидысей) вмещает слабонапорные воды. Глубина их появления определяется, в основном, мощностью перекрывающего водоносного горизонта аллювиальных, флювиогляциальных и аллювиально-морских отложений и изменяется от 7-

10 до 25-38 м. Величины напоров колеблются от 4-7 до 20-30 м. Питание вод надзоны в этой части разреза происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, перетекания вод из перекрывающего водоносного горизонта (a,f,am N₂-Q), а также восходящего подпитывания водами нижней части разреза.

При пересечении и сочленении долин водотоков с тектоническими нарушениями, подземные высоконапорные воды по структурно-ослабленным зонам разгружаются в речную сеть, что имеет место и на Нидысейском участке. Здесь, вблизи разломов, отмечалось локальное уменьшение глубин начала самоизлива скважин и повышение напоров. Гидродинамические купола локально достигали высоты 20 м и более [107]. По результатам наших гидрометрических работ в летнюю межень в долине р. Нидысей, ниже по течению от зоны разлома, были установлены приращения расходов по смежным створам. На субмеридиональном каньонообразном участке долины р. Нидысей приращение расходов между створами составляет 0.5 м³/с на 1 км длины водотока, а в приустьевой части руч. Лун-Вож (левого притока р. Нидысей) – 0.24 м³/с. Кроме того, при опробовании речных вод были зафиксированы повышенные содержания нефтепродуктов до 0.64 мг/дм³ (6.4 ПДК).

Таким образом, вышеустановленные данные позволяют однозначно утверждать о разгрузке трещинно-жильных вод в долине р. Нидысей.

Дебиты скважин, при совместном опробовании обеих частей разреза, составляют 0.1 л/с при удельных дебитах 0.01-0.03 л/с.

По составу воды надзоны гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, натриево-кальциевые с минерализацией 0.07-0.1 г/дм³. Воды нейтральные (РН равен 6.4-6.7), очень мягкие (жесткость общая не превышает 1.48 мг-экв/дм³), окисляемость перманганатная 3.2-3.4 мг О/дм³.

Вышеизложенная характеристика вод надзоны позволяет рекомендовать ее в качестве объектов поисков и разведки подземных вод для мелкого хозяйственно-питьевого водоснабжения в долинах рек и в достаточной удаленности от зон разломов.

Гидрогеологические подразделения (V₁-Є_{3i}, R₃-Є_{1vt}, R₁-R_{2t}) имеют преимущественное развитие, занимая практически всю южную половину рассматриваемой площади. Они входят в состав Ляпинского массива Центрально-Уральской гидрогеологической структуры I порядка. Сложены интрузивными образованиями различного состава (граниты, гранодиориты, габбро, граниты-порфиры, габбро-диабазы), терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями (сланцы, алевролиты, базальты; прослой туфопесчаников, конгломератов, гравелитов и др.). Исходя из криогидрогеологической специфики Ляпинского массива, литолого-петрографического состава горных пород и пространственного изменения их типов, подразделения картируются, с некоторой долей условности как водоупорные, водоупорные локально-

водоносные. Водоносность их связана с трещинно-жильными водами зон разломов, в условиях практически сплошной мерзлоты на водораздельных пространствах, и с зоной экзогенной трещиноватости в долинах рек и на отдельных присклоновых участках, где ММП имеют островное и прерывистое распространение.

Области питания подземных вод существенно локализованы и приурочены к таликам под долинами рек и зон разломов. Здесь может происходить и разгрузка подземных напорных вод.

В основном же подземный сток направлен по зонам разломов к долине р. Вангыр и смежную Западно-Уральскую гидрогеологическую структуру.

Дебиты источников, приуроченные к зонам тектонических нарушений и участкам закарстованных карбонатных пород (прослой и линзы доломитов, мраморов мароинской свиты), составляют 1.5-1.7 л/с [113]. Химический состав вод источников гидрокарбонатный кальциево-магниевый, натриевый; минерализация до 0.1 г/дм³.

Водоносная (слабоводоносная) субкриогенная надзона верхнерифейских терригенных отложений (R_{3t}) имеет небольшое распространение в южной части листа. Является, в основном, субкриогенной, лишь на отдельных периферийных участках горных массивов может быть криогенно-таликовой, а в долинах рек и таликовой, где она перекрыта водоносным комплексом верхнеплиоцен-четвертичных отложений. Литологически представлены кварцитами, кварцито-песчаниками, известковистыми алевросланцами, в нижней части с линзами доломитов. Мощность вмещающих пород 1000 м.

Надзона вмещает трещинно-жильные воды, глубины залегания которых обусловлены мощностью ММП. В основном воды напорные, реже грунтовые. Условия питания и разгрузки вод надзоны в общих чертах сходны с таковыми вышерассмотренных стратонов. О водообильности пород можно судить только по дебитам единичных источников у подошв крутых склонов, они равны 0.03-0.05 л/с [113]. Воды источников по составу гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0.07-0.1 г/дм³. Наиболее перспективными участками для постановки поисково-разведочных работ на воду являются долины рек.

Приведенные данные позволяют следующим образом оценить перспективы водоснабжения территории. Для предгорной части листа наиболее перспективной для водоснабжения является водоносная таликовая надзона среднеордовикско-нижнедевонских карбонатных отложений (O₂-D_{1c}). Для горной части площади основная водоносность связана с жильными и трещинно-жильными водами палеозойских и протерозойских пород, а также с поровыми водами аллювиальных, флювиогляциальных и аллювиально-морских верхнеплиоцен-четвертичных отложений подрусловых таликов. Основные запасы пресных вод сосредоточены в таликовых зонах долин рек Косью, Вангыр и их крупных притоков, поверхностные воды которых могут также исполь-

зоваться для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На территории листа специализированные геолого-экологические работы проводились в незначительном объеме в долине р.р. Нидысей, Манарага и Парнук. В результате получены представления о химическом составе и минерализации поверхностных вод и донных отложений этих водотоков.

Территория листа занимает центральную часть Национального природного парка Республики Коми «Югыд Ва» («Чистая вода»), включенного с 1995 г. в списки Мирового наследия природы ЮНЕСКО под названием «Девственные леса Коми».

Основные ландшафты (горные, предгорно-межгорные равнины, долины рек) занимают, соответственно, 70, 20 и 10% площади. Контрастное геоморфологическое строение и высотная поясность климата района обуславливают пестроту почвенного и растительного покрова, вертикальную (высотную) поясность ландшафтных подразделений. В гольцовом поясе развиты щебенчатые почвы; в горно-тундровом – оподзоленные, слабо дифференцированные, торфяно-глеевые; в горно-лесном – подзолистые, торфянисто-дерновые, горно-болотные; в поясе предгорных лесов – подзолистые, глеевые, торфянисто-дерновые, болотные верховые и низинные почвы. В поймах рек развиты аллювиальные почвы.

Район относится к территориям с практически ненарушенными естественными ландшафтами, техногенное воздействие на которые крайне незначительно и связано с проведением на площади в период 1964-1980 г.г. эпизодических геолого-съемочно-поисковых работ с сопутствующими горно-буровыми работами на участках проявления коренной и россыпной минерализации в бассейнах р.р. Индысей, Нидысей, Манарага, Харота, Вангыр, а также с добычей пьезокварца, в основном, 1950-1970 г.г.

Природные условия рассматриваемой территории сложны и, как правило, не благоприятствуют проведению хозяйственных работ, о чем свидетельствует нижеприведенная характеристика природных комплексов.

Плосковершинные и наклонные участки элювиального и элювиально-делювиального накопления (1-здесь и далее указывается номер ландшафта) развиты в горной части территории листа. Массивы пород геологического субстрата сложены прочными и высокопрочными скальными грунтами. Четвертичный покров элювиальных и элювиально-делювиальных отложений маломощный (от 1-3 до 3-5 м), представлен глыбово-щебнистым материалом с супесчано-суглинистым заполнителем и без заполнителя. Для данного ландшафта, на отметках свыше 800-1000 м, характерны наибольшие мощности ММП (300-500 и более метров) и наиболее низ-

кие температуры (около -2°C). Мощность сезонно-талого слоя (СТС), в зависимости от экспозиции, крутизны склонов, мощности рыхлых отложений и снежного покрова, изменяется в широких пределах, от 2-3 до 5-10. С процессами промерзания и протаивания СТС связано выпучивание щебнисто-глыбового материала с образованием каменных россыпей. Совместное действие процессов пучения и морозобойного растрескивания приводит к образованию структурных форм микрорельефа (каменные многоугольники, кольца, пятна-медальоны и др.).

Достаточно высокая степень пораженности ландшафта криогенными процессами (20 - 30 %) и то, что пучение относится к опасным процессам [12], позволяют оценить природный комплекс в целом как среднеустойчивый к внешним воздействиям.

Крутые эрозионно-экзарационные склоны гор преимущественно делювиально-коллювиального сноса и накопления (2) имеют значительное распространение в горной части площади листа. Коренная основа ландшафта сложена осадочными сцементированными, метаморфическими и магматическими породами с жесткими структурными связями. Поверхностные отложения склонового ряда представлены глыбовым, глыбово-щебнистым материалом мощностью 0,2-1,5 м и до 10-12 м у подножий гор. Ландшафт характеризуется сплошным и прерывистым распространением ММП мощностью от 300 до 500 м и более. Максимальные значения мощностей и отрицательных температур ММП приурочены к наветренным склонам ландшафта [107].

Склоны крутые ($15-45^{\circ}$), осложнены многочисленными эрозионными бороздами, рытвинами и узкими долинами мелких водотоков. Ведущими геологическими процессами являются гравитационные и криогенные склоновые процессы и образования: курумы, осыпи, обвалы. В отдельные, наиболее благоприятные годы (теплые, дождливые), при резком оттаивании льдогрунтов, на подошве СТС могут происходить максимальные подвижки склоновых крупноглыбовых образований. Поражённость ландшафта склоновыми процессами составляет 30-40 % .

На крутых склонах, где в приводораздельных верхних частях эрозионных борозд и истоках мелких горных водотоков, происходит наибольшее снегонакопление, возникает опасность схода лавин. В периоды интенсивного снеготаяния и ливневых дождей сход лавин происходит с захватом каменного материала и выносом уже водно-снежно-каменных масс-селей в долины рек и межгорные впадины. Такие участки являются потенциально лавино-селеопасными.

Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая.

Пологие присклоновые и склоновые участки ледниковой аккумуляции (3) развиты в горной части территории листа. Литогенная основа ландшафта представлена глинистыми и обломочными породами: суглинками и супесями валунно-глыбовыми, щебенистыми с включением дресвы и гальки. Мощность отложений 10-30 м, возможно, более. Многолетнемерзлые по-

роды имеют массивно-островное и прерывистое распространение. Избыточное увлажнение верхней части разреза ландшафта при оттаивании сезонно-талого слоя и дренирование грунтовых вод СТС вышележащих склоновых отложений определяют широкое развитие солифлюкции с образованием натечных и структурных форм мезорельефа. Пластичномерзлые, средне-высокольдистые грунты солифлюкционных образований при сезонном оттаивании приобретают текучую консистенцию и могут давать просадки при тепловых нагрузках. Пораженность ландшафта солифлюкцией составляет 10-20%.

Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

Полого-волнистая денудационно-аккумулятивная ледово-морская равнина (4) имеет ограниченное распространение в виде небольших обособленных участков в предгорной части площади и в долинах рек Б. Паток, Парнук и Манья. Литологический состав преимущественно глинистый: супеси, суглинки, глины с включением гальки, валунов и песчаных прослоев. Мощность отложений более 60 м. Состояние пород ландшафта, в основном, талое. Из экзогенных процессов возможно оплывание, оползание супесчано-суглинистых грунтов в редких выходах литогенной основы ландшафта в бортах речных долин. Процесс активизируется в период оттаивания сезонно-мерзлого слоя (СМС) и сильного увлажнения при выпадении атмосферных осадков.

В целом, ландшафт устойчив к внешним воздействиям.

Грядово-холмистые участки ледниковой аккумуляции (5) имеют незначительное распространение в предгорной части листа. Состав пород ландшафта глинисто-обломочный: суглинки и супеси галечниковые с валунами. Мощность отложений до 25-30 м и более. Состояние пород ландшафта преимущественно талое, нередко с неустойчивым температурным режимом грунтов, близким к нулю градусов. Из ЭГП широко развиты процессы заболачивания (15-25 %).

Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

Грядово-волнистая и пологоволнистая эрозионно-аккумулятивная флювиогляциальная равнина (6) занимает предгорную северо-западную часть листа. Литогенная основа представлена, в основном, обломочными и песчаными породами: гравийно-галечными и песчаными разностями; на заболоченных участках – биогенными грунтами: суглинками и торфами. Мощность отложений более 16-20 м.

Породы ландшафта преимущественно талые и на отдельных участках характеризуются неустойчивым тепловым состоянием (температурный режим грунтов близок к нулю градусов). Вследствие этого, незначительное изменение условий теплообмена, в частности, нарушение почвенного и растительного покрова повлечет за собой изменение температурно-влажностного режима почво-грунтов, мощности и динамики СТС-СМС, что способствует возникновению и

активизации эрозионных процессов. Избыточное увлажнение и наличие близкого водоупора в межрядовых полузамкнутых понижениях благоприятствуют процессам заболачивания с образованием рядово-мочажинистых болот. Процессы заболачивания и торфонакопления обеспечивают оптимальные условия для новообразования ММП и активизации процессов пучения. Пораженность ландшафта заболачиванием 25-35 %. Геодинамическая устойчивость природного комплекса низкая.

Долинно-террасовые природные ландшафты (7, 8) развиты по долинам рек и мелких водотоков. Представлены пойменными и террасовыми комплексами аллювиальных отложений, а в горной части и флювиогляциальными образованиями, с характерными литофациями валунно-галечного, песчано-гравийно-галечного и супесчано-суглинистого состава. Мощность отложений изменяется от 3-5 до 15-20 м и более.

В предгорной части территории аллювиальные отложения талые, в горной, преимущественно северной части листа, развита островная и редкоостровная мерзлота. Наряду с высокотемпературными (0–0,2°C) слабльдистыми породами на отдельных оторфованных заболоченных участках развиты сильнольдистые грунты с проявлением термоэрозионных процессов.

Ведущими экзогенными процессами является эрозионно-аккумулятивная деятельность русловых и временных водотоков. Глубинная эрозия осуществляется мелкими горными ручьями, боковая – наиболее интенсивно развита в долинах рек и сопровождается обвальными-осыпными процессами. Нарушение почвенно-растительного покрова ландшафтов с неустойчивыми грунтовыми толщами способствует разуплотнению – тиксотропии грунтов, возникновению и активизации экзогенных процессов.

Приуроченность тектонических нарушений к долинам рек, как правило, наследующих палеодолины древней речной сети и поэтому являющихся неотектонически ослабленными зонами, нередко определяют возможность разгрузки подземных вод повышенной минерализации и аномальных содержаний отдельных компонентов.

В целом, геодинамическую устойчивость ландшафта оцениваем как среднюю.

Природными источниками загрязнения геологической среды на площади являются проявления рудных полезных ископаемых, связанные с сложнодислоцированным и метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом палеозойских и протерозойских отложений. Масштаб проявлений непромышленный; многочисленные пункты их обнаружения относятся, в основном, к рудопроявлениям и рудным точкам, отдельные – к мелким месторождениям. Все проявления выделяются по геохимическим аномалиям, элементный состав которых отвечает основным типам оруденения: медистые песчаники, магнетитовые скарны, магнетитовая минерализация в терригенных и гематитовая в кислых породах, полиметаллическая (с золотом) в ме-

тасоматитах, Sn и W в древних россыпях, редкометалльное (Mo, Y, Be) в гранитоидах.

По площадному развитию аномалий и составу элементов в них на территории листа выделяется две геохимические области: северо-восточная и юго-западная. Первая – существенно медная, вторая – комплексная (Pb, Cu, As, Sn, Bi). Обе области природного геохимического загрязнения расположены в гольцово-горнотундровом поясе с преобладающими денудационными ландшафтами (элювиально-трансэлювиальными). Слабо развитый прерывистый почвенный покров с низкими содержаниями гумуса, малый объем фитомассы, низкий потенциал загрязнения атмосферы (штилей 19%), избыточная влажность, позволяют считать природно загрязненные ландшафты геохимически высоко устойчивыми. Об этом свидетельствуют и низкие максимальные содержания элементов (Cu, Zn, Mn – 3-6 ПДК) в донных аллювиальных отложениях водотоков (р.р. Нидысей, Манарага), в долинах которых или на их водосборных площадях проводились горнобуровые работы (поиски россыпей, изучение медистых песчаников).

С учетом уровня содержаний, класса токсичности элементов, геохимической устойчивости ландшафтов эколого-геохимическая обстановка в северо-восточной части листа оценивается как удовлетворительная, в юго-западной – напряженная, на остальной площади – благоприятная.

Экологическое состояние поверхностных вод (р.р. Нидысей, Манарага, Парнук и их притоков) и вод снежников удовлетворительное. В определениях макро- и микрокомпонентного состава вод повышенных содержаний, нормируемых СанПиН 2.1.4.559-96 компонентов не отмечено, кроме нефтепродуктов. Содержание последних (6,4 ПДК) было зафиксировано в водах р. Нидысей вблизи зоны разлома. Поверхностные воды по составу (в теплый период года) хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые, весьма пресные (минерализация 0,02-0,05 г/дм³), нейтральные (рН равен 6,3-7,6), очень мягкие (жесткость общая 0,2-0,4 мг-экв/дм³), окисляемость перманганатная изменяется в пределах 0,3-4,6 мг О/дм³.

Подземные воды субкриогенных напорных слабоводоносных подразделений, при наличии большой мощности ММП (300-500 м), защищены или относительно защищены (на участках прерывистого распространения ММП) от загрязнения. Грунтовые воды четвертичных и дочетвертичных водоносных подразделений в предгорной части листа и в долинах рек, где мерзлые породы отсутствуют или имеют островное распространение, не имеют естественной защищенности от загрязнения, что необходимо учитывать в случае их использования.

Как уже было рассмотрено в предыдущей главе, качество подземных вод, при отсутствии источников техногенного загрязнения в районе, хорошее: макро- и микрокомпонентный состав вод не превышает допустимых концентраций. Единственными потенциальными природными источниками загрязнения подземных и поверхностных вод могут быть, как уже отмечалось ра-

нее, глубинные воды, разгружающиеся по зонам разломов.

В целом, экологическую обстановку района, как неосвоенной территории, можно было бы считать удовлетворительной. Однако, рассматриваемая площадь относится к лавино-селеопасным территориям России [12], поэтому лавино-селеопасные ситуации, наличие неблагоприятных склоновых процессов и участков с напряженной природной экогеохимической обстановкой, дают основание считать геологическое состояние среды в горной части листа как напряженное, в предгорной – благоприятное.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 листа Q-40-XXX первого поколения, изданная в 1989 году, базировалась на результатах исследований, проведенных до 1980 года. Ряд работ, выполненных впоследствии геологами (в т.ч. и авторами) на данной и сопредельных территориях, позволил существенно изменить представление о ее геологическом строении и истории формирования, что нашло свое отражение в комплекте Госгеолкарты-200 нового поколения.

В частности, структурно-тектоническая позиция байкалид в настоящее время рассматривается с точки зрения существования активизированной платформы и верхнерифейско-вендского континентального рифта. На основании проведенного структурно-формационного анализа охарактеризован процесс развития Саблегорского грабена и сопряженного с ним межрифтового блока, осложненного в пределах площади листа Патоквожско-Косьюнским выступом.

В ранге самостоятельной арьяншорской толщи позднего венда выделен терригенно-сланцевый разрез с пестроцветным марганценосным маркирующим горизонтом в основании, соответствующий определенному периоду байкальского рифтогенеза, ранее относимый в одних районах площади к мороинской, в других – к саблегорской свитам. Марганцевое оруденение прежде не фиксировалось.

В составе лаптопайской свиты впервые описана нижняя толща, сложенная редкогалечными углеродистыми сланцами с прослоями тиллитовидных конгломератов, характеризующаяся своеобразными условиями осадконакопления; в подошве залегающих выше грубообломочных образований выделен олистостромовый горизонт.

Закартированы верхнекембрийские коры выветривания.

В самостоятельное подразделение в ранге верхнекембрийской-нижнеордовикской алькесвожской свиты выделена груботерригенная толща, образованная в континентальных, прибрежно-континентальных условиях, содержащая продукты перемыва верхнекембрийских кор выветривания и потенциально перспективная на ряд полезных ископаемых, ранее включаемая в состав обеизской свиты.

Уточнен верхний возрастной предел нижнеордовикской салецкой свиты. В районе р. Косью описан контакт нижне- и среднеордовикских отложений. Караколь-михайловский горизонт подразделен на два самостоятельных горизонта – индысейский и тэлашорский.

Детально расчленена (на три подсвиты) и охарактеризована фаунистически кожимская свита среднего ордовика.

Расширена палеонтологическая характеристика отложений верхнего девона.

Уточнен нижний возрастной предел визейской карбонатной (мойкемельской) толщи.

Среди образований рыхлого чехла выявлены геологические тела различного генезиса, имеющие неоген-четвертичный и плиоцен-эоплейстоценовый возраст.

В глубине горной системы в межгорных депрессиях установлены и палеонтологически охарактеризованы плиоцен-эоплейстоценовые осадки, сформировавшиеся в морских условиях.

Расширен спектр полезных ископаемых района. Новыми для территории являются следующие выделенные типы оруденения: вулканогенно-осадочное марганцевое, медная и медно-урановая минерализация типа «несогласия», ископаемая (нижнеордовикская) россыпь касситерита, золотое оруденение золото-кварцевой и золото-сульфидной формации, а также проявления поделочных камней.

Составлены схемы минерагенического районирования территории с выделением минерагенических областей, зон и рудных районов, узлов, полей.

Осуществлена прогнозная оценка как на традиционные для площади виды полезных ископаемых, так и на впервые прогнозируемые марганец, свинец, цинк, вольфрам и молибден.

Произведена гидрогеологическая стратификация геологического разреза, выделены и охарактеризованы основные гидрогеологические подразделения с перспективами использования подземных вод для хозяйственно-питьевого назначения. Впервые составлены схемы распространения основных гидрогеологических подразделений и эколого-геологических условий. Выполнена оценка геохимической, геодинамической устойчивости природных ландшафтов и экологического состояния геологической среды в целом по району.

К нерешенным вопросам стратиграфии следует отнести возрастную датировку и стратиграфическую принадлежность сланцевых и карбонатных толщ, развитых в юго-восточном углу площади. Различные исследователи в разные годы относили эти отложения к широкому возрастному диапазону – от раннего рифея до среднего-позднего ордовика. Большинство геологов выделяли сланцево-карбонатную толщу в щокуринскую свиту раннерифейского возраста, а собственно сланцевую часть разреза – в пуйвинскую свиту среднего рифея. Авторы вынуждены принять данную точку зрения, понимая всю неоднозначность и сложность вопроса.

Дискуссию вызывает хронологический аспект формирования гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса, в связи с чем необходимо дальнейшее продолжение работ по определению абсолютного возраста гранитных интрузий.

Одним из нерешенных вопросов является также определение формационной принадлежности железорудного проявления «Каровое», которое интерпретируется на сегодняшний день как скарново-магнетитовое. Авторы не исключают возможности отнесения данного объекта к магномагнетитовой рудной формации.

В рамках работ по совершенствованию серийных легенд рекомендуется проведение исследований с целью получения более достоверной возрастной датировки образований арьяншорской толщи и лаптопайской свиты.

С точки зрения уточнения перспектив территории на некоторые виды полезных ископаемых необходима постановка специализированных работ для оценки металлоносности базального горизонта обеизской и алькесвожской свит. В непосредственной связи с этим находится и проблема изучения межформационной границы доуралид-уралид с целью выявления проявлений полезных ископаемых геолого-промышленного типа «несогласия».

Рекомендуется постановка поисково-оценочных работ II очереди на известных проявлениях медистых песчаников Косьюнского рудного поля и специализированных поисков масштаба 1:50 000 на W, Mo, Mn, Zn, Pb.

Однако, большая часть территории листа, относящаяся к западному склону Урала, входит в Национальный природный парк «Югыд Ва», созданный под эгидой ЮНЕСКО и охраняемый государством. Статус парка накладывает существенные ограничения на проведение хозяйственной деятельности в его пределах.

Литература

Опубликованная

1. *Андреичев В.Л., Юдович Я.Э.* Рубидий стронциевый возраст гранитов Народинского массива (Приполярный Урал). Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН, 1998
2. *Белякова Л.Т.* Геосинклинальный рифей Севера Урала: Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. – М., 1972. – 27с.
3. *Белякова Л.Т.* Стратиграфическое расчленение доордовикских отложений Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. – Сыктывкар, 1972. – Вып. 7. – С. 21-33.
4. *Берлянд Н.Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры. // Советская геология, 1982, № 11
5. *Берлянд Н.Г., Бушуев А.С. и др.* О возрасте фундамента Большеземельской тундры. // Советская геология, 1980, № 8
6. *Берлянд Н.Г., Запорожцева И.В.* О глубинном строении области сочленения севера Урала и Восточно-Европейской платформы. // ДАН СССР № 5, т. 263, 1982
7. *Варганов В.Г., Анцыгин Н.А., Наседкина В.А. и др.* Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. – М.: Недра, 1973. – 288 с.
8. *Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала / В.П. Водолазская, Ю.П. Шергина, К.Н. Котов // Отечественная геология, 1999. – №5. – С. 48-55.*
9. *Вулканические комплексы севера Урала / Б.А. Голдин, М.В. Фишман, В.П. Давыдов, Е.П. Калинин и др. – М.; Л.: Наука, 1973. – 211 с.*
10. *Ганешин Г.С.* Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной съемке. – Л.: 1980.
11. *Генералов П.П.* Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения // Материалы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья: Тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1973. – Вып. 71. С. 5-131.
12. *Геокриологические опасности // Природные опасности России / Под ред. В.И. Осипова, С.К. Шойгу. – М.: Издательская фирма «Крук», 2000. – С. 124-139*
13. *Голдин Б. А.* Вангырский гранитоидный массив (Приполярный Урал) // Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар. – 1962. – Вып. 3.
14. *Голдин Б.А., Дудкин Б.Н., Жилков В.А.* Карбонатизированные серпентиниты – сырьё для магний-силикатной керамики. // Серия препринтов сообщений «Научные рекомендации – на»

родному хозяйству» / Коми научный центр УрО АН СССР. – Сыктывкар, 1989. – Вып. 78. – 16 с.

15. *Голдин Б.А., Каримув Н.А.* Липаритовые комплексы Полярного и Приполярного Урала // Сов. геология, 1973. – №10.

16. *Голдин Б.А., Фишман М.В.* Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. – Л.: Наука, 1967. – 211 с.

17. *Дашкевич Г.И., Гессе В.Н., Кузнецов В.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX. Объяснительная записка. – М.: Мингео СССР, 1989. – 176 с.

18. *Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А.* Ордовик Приполярного Урала. – Свердловск, 1990. – 196 с.

19. *Елисеев А.И.* Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. – Л.: Недра, 1973. – 95 с.

20. *Ефанова Л.И., Повонская Н.В.* Базальная часть разреза уралид – строение и золотоносность // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Материалы Всероссийской конференции. 17-19 февраля 1998 г. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. – С. 22-24.

21. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. / Докл. УНЦ АН СССР, Свердловск, Наука, 1979.

22. *Иванов С.Н.* О байкалидах Севера и Сибири. / Геотектоника № 5, 1981.

23. *Иванов С.Н., Пучков В.Н. и др.* Формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1986.

24. *Карта магматических формаций СССР, масштаб 1: 2 500 000.* Краткая объяснительная записка / Г.В. Харкевич, В.Н. Москалёва. – Л.: Мингео СССР; ВСЕГЕИ, 1971. – 88 с.

25. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.

26. *Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В.* Зарубежные месторождения урана. Москва.: Недра, 1983.

27. *Магматические формации СССР / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалёва Н.А. Румянцева и др.* // М-во геологии СССР. Всесоюз. Науч.-исслед. Геол. ин-т. – Л.: Недра, 1979.

Т. 1 – 318 с.

Т. 2 – 279 с.

28. *Маркин В.В.* Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала // Тр. Геол. музея им.А.П. Карпинского АН СССР. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. III. – 132 с.

29. *Муравьев И.С.* Карбон Печорского Приуралья. – Казань: Изд-во Казанского университета, 1968. – 225 с.

30. *Муравьев И.С.* Стратиграфия и условия формирования Пермских отложений Печорского Приуралья. – Казань: Изд-во Казанского Университета, 1972. – 200 с.

31. *Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). – Екатеринбург, 1996. – 150 с.
32. *Оберман Н.Г.* Геокриологические условия Европейской территории СССР и Урала // Геокриология СССР. – М. : Недра, 1988.
33. *О возрастной* позиции Малопатокского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности / С.Г. Червяковский, В.Н. Иванов, И.Ю. Курзанов, Н.А. Кузнецов, Ю.Л. Ронкин // Ежегодник-91: Информ. сб. науч. Тр. Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. – Екатеринбург, 1992. – С. 71-74.
34. *Опорные* разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. – Сыктывкар, 1983. – 103 с.
35. *Опорный* разрез нижней перми р. Кожим /Н.Н. Кузькокова, З.П. Михайлова, В.А. Чермных, Н.В. Енокян и др. Серия препринтов «Научные доклады», вып. 58.. – Сыктывкар, 1980. – 53 с.
36. *Першина А.И.* Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышева. – М-Л.: Изд. АН СССР, 1960. – 132 с.
37. *Першина А.И.* Пограничные слои ордовика и силура на Печорском Урале // Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР. – 1962. – Вып. 3.
38. *Першина А.И., Рассказова Н.Б.* Малотавротинская свита верхнего ордовика Приполярного Урала // Геология и полезн. ископ. Северо-Востока европейской части СССР: Ежегодник-1976 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1977. – С. 29-34.
39. *Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А.* Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. – Л.: Наука, 1971. – 130 с.
40. *Принципы* прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Под ред. В.Т. Покалова. – М.: Недра, 1977. – 2 т.
41. *Принципы* прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Под ред. В.Т. Покалова. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984. – 437 с.
42. *Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. // В сб. Геология и полезные ископаемые Сев.- Вост. Европейской части СССР. Ежегодник – 1972 института геологии Коми филиала. Сыктывкар, 1973.– с. 9-15..
43. *Пучков В.Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. – Л: Наука, 1975.
44. *Пучков В.Н.* Тектоническая природа западного склона Урала. // АН СССР, УНЦ. В сборнике: Магматизм и тектоника западных зон Урала, Свердловск, 1984.
45. *Пучков В.Н., Раабен М.Е.* Байкальская моласса на севере Урала // Докл. АН СССР. –

1972. – Т. 204, №3. – С. 689-692.

46. *Раабен М.Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала // Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала: Труды геологического ин-та АН СССР. – М.: Наука, 1959. – Вып. 35. – 132с.

47. *Рой С.* Месторождения марганца: Пер. с англ. – М.: Мир, 1986. – 520 с.

48. *Сапельников В.П., Безносова Т.М.* Некоторые руководящие формы ашгильских и силурийских пентамерид Печорского Урала // Новые материалы по пентамеридам Урала. Препринт. – Свердловск, 1980. – С.19-26.

49. *Сивъягинский* комплекс базальтоидных гипербазитов западного склона Приполярного Урала / Б.А. Голдин, В.П. Давыдов, Е.П. Калинин, М.В. Фишман // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана: Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1972. – Вып. 17. – С. 70-82.

50. *Сирин Н.А.* Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала // Тр. ИГН АН СССР. Серия петрограф. – М.: Изд-во АН СССР. – 1945. – Вып. 72, №22.

51. *Сирин Н.А.* Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном Урале. – М., 1962. – 288 с.

52. *Соболева А.А.* Риолиты Приполярного и южной части Полярного Урала. – Сыктывкар, 1995. – 20 с. (Геопринт).

53. *Соболева А.А.* Риолит-гранитная вулcano-плутоническая ассоциация на западном склоне севера Урала // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: Тез. докл. Всерос. совещ. – Сыктывкар, 1977. – С. 101-102.

54. *Соболева А.А.* Известково-щелочные гранитоиды Севера Урала // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Материалы второго Всероссийского петрографического совещания 27-30 июня 2000 года. – Сыктывкар, 2000. Т.IV. С. 170-172.

55. *Соболева А.А., Андреев В.Л.* Вулcano-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: Тез. докл. Всерос. совещ. – Сыктывкар, 1997. – С. 38-39.

56. *Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1993.

57. *Тимонин Н.И.* Тектоника гряды Чернышева. – Ленинград. М: Наука, 1975 – 130с.

58. *Фишман М.В.* Магматизм и рудоносность западного склона Приполярного Урала // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1960. – Вып.10.

59. *Фишман М.В., Голдин Б.А.* Доордовикские гранитоиды центральной части Приполярного Урала (гранит-гранодиоритовый комплекс) // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1965. – Вып. 5. – С. 70-92.

60. *Фишман М.В., Симаков Г.В., Голдин Б.А.* Гранитоидные интрузии верховий Б. Патока, М. Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1960. – Вып.1.

61. *Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П.* Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. – Л.: Наука, 1968. – 252 с.

62. *Фролов А.А.* Штокверковые рудные месторождения. – М.: Недра, 1978. – 263 с.

63. *Херасков Н.П.* Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала // Тектоника и формации. – М.: Наука, 1967.

64. *Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Предуралья. – Свердловск, 1990. – (ИГиГ УрО АН СССР).

65. *Шувалов Ю.М., Бузовкин С.В., Булычёв А.В. и др.* Промышленные типы урановых месторождений и методика их поисков. – Л.: Недра, 1984. – 263 с.

66. *Юдович Я.Э., Терешко В.В., Гареев Э.З.* Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Стратиграфия и литология нижнего палеозоя и докембрия Урала: Тр. ИГ Коми УрО АН СССР. – Свердловск, 1988.– Вып. 67. С.105-112.

Фондовая

67. *Агулов С.И., Лысов Ю.М.* Отчет о работах Вангыро-Патокской партии (поиски бора в районе верховий р.р. Вангыр и Б. Паток). Комигеолфонд, 1964.

68. *Агулов С.Н., Львов К.А.* Отчет о работах Вангыро-Патокской партии (поиски бора в районе рек Вангыр, Б. Паток и рч. Таежный, лист Q-40-119, 120). Комигеолфонд, 1965.

69. *Акимов Л.В., Бойчевский Г.И. и др.* Отчет по результатам проведения работ по объектам: «Детальная разведка россыпей золота на правом берегу р. Балбанью» и «Поисковые работы на россыпное золото в долине руч. Лапча-Вож». Комигеолфонд, 1986.

70. *Акимов Л.В., Бойчевский Г.И. и др.* Отчет о результатах разведочных работ и пересчета запасов, проведенных Интинской ГРЭ в 1981-1988 г.г. на месторождении россыпного золота в бассейне р. Кожим. Комигеолфонд, 1988.

71. *Алиференко В.П., Пыпина О.М.* Отчёт о работах Патокского поискового отряда по оценке перспектив асбестоносности западного склона Полярного и Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1961.

72. *Алиференко В.П., Кабанцев Ю.Г.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на асбест, проведенных в 1961 г. в районе рек Вангыр и Б. Паток. Комигеолфонд, 1962.

73. *Афанасьев А.К. и др.* Производство групповой геологической съемки м-ба 1:50000 на западном склоне Приполярного Урала на территории листов Q-40-83-Г; 84-В,Г; 95-Б,Г; 74-В,Г; 85-А,Б,Г; 86-А,Б,В,Г (результаты работ Кожимской ГСП за 1981-1986 гг.). Комигеолфонд, 1986.

74. *Баркаръ А.И., Иванова Л.М.* Опытные-методические работы по переинтерпретации и обобщению геолого-геофизических материалов с целью выделения мезокайнозойских эрозивно-структурных депрессий. Комигеолфонд, 1987.

75. *Беляков Л.Н., Сабуров Г.Я. и др.* Отчёт по «Подготовке к изданию тектонической карты м-ба 1:1 000 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». Комигеолфонд, 1987.

76. *Буканов В.В.* Отчёт о результатах работ по оценке перспектив Приполярного Урала на горный хрусталь и камнесамоцветное сырьё (объект «Приполярный Урал») за 1979-82 гг. Комигеолфонд, 1982.

77. *Вознесенский А.В. Пыстин А. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Балбанью-Кожимского района. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 с общими поисками Малдинской площади на территории листов Q-40-108-Г, 41-97-А,Б,В (1986-1990г.г.) и Яротской площади на территории листов Q-41-98-Г, 99-А (1987-1990г.г.). Комигеолфонд, 1991

78. *Голдин В.Г., Кучин Е.С.* Отчет о геолого-поисковых работах партии №5 в бассейнах рек Вангыр, Харота, Ягиней и Косью. Комигеолфонд, 1964.

79. *Голдин В. Г., Котов Б. П.* Отчёт о геолого-поисковых работах на пьезокварц в районе г. Манарага в 1969 году. Комигеолфонд, 1970.

80. *Дедеева В.В. и др.* Поиски и разведка подземных вод в районе Кожимского месторождения кварцитопесчаников. Комигеолфонд, 1990.

81. *Дембовский Б.Я., Ладыгин А.И. и др.* Отчет по производству геологопоисковых работ на медистые песчаники на западном склоне Севера Урала за 1969-1974 г.г. Комигеолфонд, 1974.

82. *Дембовский Б.Я. и др.* Отчет по поисковым работам на медь в полосе ордовикских отложений западного склона Приполярного Урала за 1974-1977 гг. (Отчет Приполярного и Нидысейского ГПО). Комигеолфонд, 1977.

83. *Дембовский Б.Я. и др.* Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования м-ба 1:50000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1989.

84. *Дембовский Б.Я. и др.* Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Комигеолфонд, 2000.

85. *Дроздов В.Д., Горский-Кручинин В.И.* Отчет Косьюнской г/с партии за 1952г. Комигеол-

фонд, 1953.

86. *Дроздов В.Д., Горский-Кручинин В.И.* Отчет Косьюнской поисково-съёмочной партии за 1953г. Комигеолфонд, 1954.

87. *Душин В.А. и др.* Опытные-методические работы по совершенствованию методики локального прогнозирования на Малопатокской и Каро-Елецкой площадях. Комигеолфонд, 1987.

88. *Дэви М.Н., Шальных В.С. и др.* Результаты геологической съёмки масштаба 1:50 000 на территории листов Q-41-109-А,Б,В,Г, Q-40-120-Б (Приполярный Урал). Отчет о работах Парнукской партии за 1962-64 гг. Тюменский геолфонд, 1965.

89. *Ермоленко А.П. и др.* Отчет по объекту: Детальные поиски россыпного золота в пределах среднего и верхнего течения р. Лимбеко-Ю и р. Манарага за 1984-1989 гг. Комигеолфонд, 1989.

90. *Иванов В.Н. и др.* Производство поисковых работ на коренное золото в северной части Ляпинского антиклинория Приполярного Урала (общие поиски), Комигеолфонд, 1984.

91. *Иванов В.Н. и др.* Поиски марганцевых руд на участке Надеждинский (Ляпинский антиклинорий). Отчет Патокской ГСП за 1983-1991 гг. Комигеолфонд, 1991.

92. *Иванов В.Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Торгово-Патокской площади на территории листов Q-40-131-А,Б,В,Г, 143-А(а,б), Б(а,б) с общими поисками. Комигеолфонд, 1995.

93. *Иконников Е.Б. Эфрос Е.Б.* Перспективная оценка участка Западный месторождения Центральный Паток. Отчет Патокского отряда о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на месторождении Центральный Паток в 1984-1986гг. Комигеолфонд, 1987.

94. *Исаенко Ю.Г. и др.* Детальная разведка россыпей золота в бассейнах рек Сюрасьрузьвож и Сюрасьрузь. Комигеолфонд, 1989.

95. *Клейнер М.Н.* Карта прогноза и перспективные запасы пьезокварца по хрусталеносной провинции Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1961.

96. *Костюкова Л. А.* Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых территории ПГО «Полярноуралгеология» и переоценка их прогнозных ресурсов. Комигеолфонд, 1989.

97. *Крылов Ю.К.* Отчет о ревизионно-опробовательских работах на бокситы на западном склоне Северного и Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1976.

98. *Кузенков Н.А. и др.* Прогнозная оценка молибденового и вольфрамового оруденения Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1991.

99. *Ладыгин А.И., Зайков В.В. и др.* Отчёт на производство общих поисков в пределах Вангырского и Щугорского районов Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1982.

100. *Лебединцев А.Н., Ермолаев М.М.* Отчет о работах Вангырской поисково-опробовательской партии № 19 за 1945 г. Комигеолфонд, 1946.

101. *Маркин В.В.* Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Косью. Отчет Нидысейской партии о геологической съёмке масштаба 1:200 000 листа Q-40-XXX. Комигеолфонд, 1947.

102. *Миклухо-Маклай А. Д., Кириллов И. А. и др.* Геологическое строение территории листа Q-41-XIX. (Отчёт Верхне-Кожимской ГПСП №166 по работам 1956-1958 г.г.). Комигеолфонд, 1959.

103. *Матреницкий А.Т., Ефанова Л.И.* Подготовка к изданию структурно-формационной карты м-ба 1:200000 Вангырско-Патокского района. Комигеолфонд, 1987.

104. *Меннер В.В., Раабен М.Е.* Геологическое строение приосевой части Урала в бассейне Кожима и верховьев Лемвы. Отчет по работам 1945 и 1946 года. Комигеолфонд, 1947.

105. *Монастыршина М.В., Короткова Г.А. и др.* Геологическое строение территории листа Q-40-108-Г. Отчёт Косьюнской ГПСП по геологической съёмке м-ба 1:50 000 по работам 1967 г. Комигеолфонд. 1968.

106. *Негурица Э.Г., Севастьянов Г.И. и др.* Геологическое строение районов верховьев рек Парнук, Щекурья, Пуйва, Торговая на Приполярном Урале. Отчет Щекурьинской партии по результатам геолого-съёмочных работ м-ба 1:50000 за 1962-65 гг. Комигеолфонд, 1965.

107. *Оберман Н.Г.* Отчёт о мерзлотно-гидрогеологических работах на территории геолого-поисково-съёмочных и разведочных работ Объединения на Урале и Пай-Хое за 1976-1977 годы. Комигеолфонд. 1978.

108. *Оберман Н.Г. и др.* Оценка соответствия ранее составленных листов гидрогеологической карты м-ба 1:200000 Северо-Уральской серии современным требованиям к их информативности. Комигеолфонд, 1991.

109. *Оберман Н.Г. и др.* Районирование территории Республики Коми и пограничных площадей с целью совершенствования и расширения существующей сети ГМГС РК. Комигеолфонд, 1997.

110. *Озеров В.С., Озерова Э.Н.* Изучение закономерностей размещения доордовикских кор выветривания на Приполярном Урале как потенциального источника благородных металлов. Отчет по теме за 1986-1989гг. Комигеолфонд, 1989.

111. *Озеров В.С. и др.* Поисковые работы на золото на Алькесвожском участке хребта Малды-Нырды. Отчет Рудной ГПП за 1995-97 гг. Комигеолфонд, 1997.

112. *Пахло Я.Р. Маслов М.А. и др.* Геологическое строение территории листов Q-40-120-А,В. Отчет Верхне-Патокской ГПСП о геологической съёмке м-ба 1:50000 за 1962-63 гг. Комигеол-

фонд, 1964.

113. *Пахло Я. Р., Петров В. Ф. и др.* Геологическое строение территории листов Q-40-119-А, Б, В, Г. Отчёт Вангырской ГПСР по геологической съёмке м-ба 1:50 000 за 1964-66 гг. Комигеолфонд, 1967.

114. *Петров В. Ф. и др.* Стратиграфия и фации ордовикских отложений Пай-Хоя, Полярного и Приполярного Урала, составление литолого-фациальных карт ордовика в связи с его меденосностью. Комигеолфонд, 1975.

115. *Плешаков М.Д., Буканов В.В.* Районирование хрусталеносной субпровинции Приполярного Урала на уровне хрусталеносных полей с помощью системы программных модулей. Комигеолфонд, 1988.

116. *Попов М.Я.* Отчет: Геолого-экономический обзор и прогнозно-промышленная оценка перспектив развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология» по состоянию на 1.01.1993г. Комигеолфонд, 1996.

117. *Попов М.Я.* Подготовка к изданию металлогенических и специализированных карт м-ба 1:1000000 – 1:500000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». Комигеолфонд, 1987.

118. *Попов М.Я.* Отчет: Опытные методические работы по совершенствованию методики поисков стратиформных месторождений золота, вольфрама и полиметаллов на Приполярном Урале. Комигеолфонд, 1994.

119. *Пучков В.Н.* Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Комигеолфонд, 1970.

120. *Риндзюнская Н.М. и др.* Разработка геолого-геоморфологических основ поисков россыпных месторождений золота Приполярного и Полярного Урала. Комигеолфонд, 1985.

121. *Смирнова В. А., Образцов Д. С.* Прогнозная оценка хрусталеносности западного склона Приполярного Урала по теме: Прогнозная оценка основных хрусталеносных провинций СССР и рекомендации по дальнейшему направлению поисковых и разведочных работ. Комигеолфонд, 1969.

122. *Смирнова В.А., Прутов Н.В.* Отчет по теме: Перспективная оценка хрустальных зон Малдинско-Монарагского хрустального поля в бассейне руч. Падежа-Вож на Приполярном Урале. Комигеолфонд, 1974.

123. *Смирнова В.А., Прутов Н.В.* Перспективная оценка хрусталеносных зон верховьев р. Косью. Комигеолфонд, 1975.

124. *Старун В.Е. Яговкин. В.С.* Отчет о поисково-разведочных работах на асбест, проведенных на Приполярном Урале в 1957-1958 гг. Комигеолфонд, 1960.

125. *Степанов Г.Г.* Отчёт по теме: Стратиграфо-палеонтологическое обоснование расчленения кайнозоя Кожимского района, как основа прогнозирования поисков и разведки россыпей Приполярного Урала. Комигеолфонд, 1983.

126. *Фомишин И.Ф., Фомишина А.И. и др.* Геологическое строение территории листов Q-40-107-Г и Q-40-108-В Отчет Косьюнской ГПСП по геолого-съёмочным работам м-ба 1:50000 за 1969-70 гг. Комигеолфонд, 1971.

127. *Фомишин И.Ф., Фомишина А.И. и др.* Геологическое строение территории листов Q-40-108-А, Б. Отчет Салединской ГПСП по геолого-съёмочным и поисковым работам м-ба 1:50000 за 1971-72 гг. Комигеолфонд, 1973.

128. *Фомишин И.Ф. Негурица Э.Г.* Массовые поиски месторождений урана в 1987-1988гг. Комигеолфонд, 1988.

129. *Цымбалюк А.В., Ефанова Л.И.* Изучение стратиграфии докембрийских и кембрийских отложений Ляпинского Урала и оценка перспектив рудоносности древних карбонатных толщ. Комигеолфонд, 1979.

130. *Цюцкий С.С. и др.* Пояснительная записка к подсчёту прогнозных ресурсов кварцевого сырья по Западной части Приполярно-Уральской хрусталеносной субпровинции. Комигеолфонд, 1983.

131. *Чернышёв Ю.А. и др.* Отчет по объекту: Геологическое доизучение масштаба 1:50000 Вангырской площади на территории листов Q-40-119-А, Б, В, Г. Комигеолфонд, 1987.

132. *Чернов А.А., Чернов Г.А.* Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае по исследованиям 1935 г. Отчет геологического отряда Печорской комплексной экспедиции СОПС АН. Комигеолфонд, 1936.

133. *Чернов Г.А.* Отчет Западно-Уральской геологосъёмочной партии за 1945 г. Комигеолфонд, 1946.

134. *Шарков А.А., Цыганко В.С.* Оценка перспектив бокситоносности девонских отложений севера Урала. Комигеолфонд, 1978.

135. *Швецов В.М., Зайков В.В.* Общие поиски россыпного золота на Косью-Кожимском междуречье Приполярного Урала (Саблегорская ГПП, 1981-1983 гг.). Комигеолфонд, 1984.

136. *Шишкин М.А., Лапшин Н.В. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75В,Г; Q-4187А,Б,В,Г. Отчет Грубеинской ГСП за 1983-1988 гг. ГПП «Полярноуралгеология». Воркута, 1988.

**Список месторождений полезных ископаемых,
показанных на карте полезных ископаемых листа Q-40-XXX
Государственной геологической карты
Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – рос- сыпное)	Номер по списку ис- пользован- ной литера- туры	Примечание, состоя- ние эксплуатации
------------------	-------------------	---	--	---	---

Металлические ископаемые

Благородные металлы

Золото

I-1	1		Р	[135]	Непромышл.
I-2	4		Р	[99]	Непромышл.

Неметаллические ископаемые

Оптические материалы

Кварц пьезооптический

III-2	23	Юбилейное	К	[78,130]	Законсерв.
III-4	13	Верхний Парнук	»	[121]	»
IV-3	6	Скалистое	»	[121,130]	»
IV-3	18	Манья-Нелл	»	[95,121]	Отработано
IV-3	22	Кулин-Тур	»	[95]	»
IV-3	24	Омега-Шор	»	[95,121]	Законсерв.
IV-3	28	Центральный Паток	»	[93,121]	»
IV-4	2	Центральный Парнук	»	[95,121]	Отработано
IV-4	3	Горное	»	[95]	»
IV-4	5	Осеннее	»	[95]	»

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа Q-40-XXX 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

I-1	2	Правый борт р. Косью	[101]	ПМ. В известковистых глинистых песчаниках прослой и линзы шамозитовых железных руд.
I-1	3	Левый борт р. Косью	[101]	ПМ. В глинистых сланцах прослой шамозитовых железных руд.
II-1	1	Правый борт руч. Гылыча-Чугринский	[101]	ПМ. В глинистых сланцах прослой шамозитовых железных руд.
III-2	2	Харотинское	[99,131]	П. Линзовидные прослой гематитовых руд в туфах кислого состава.
III-3	20	Вангырское	[100,112]	П. Существенно гематитовые руды в скарнированных доломитах.
IV-1	5	Каровое	[113]	П. Богатые магнетитовые руды в скарнированных, на контакте с габбродолеритами, доломитах.
IV-1	17	Участок Светлый	[113,131]	ПМ. Ореолы рассеянной вкрапленности магнетита в алевросланцах на контактах с дайками долеритов.

Марганец

III-2	13	Левый борт р. Харота	[118]	ПМ. Алевросланцы с прослоями и линзами карбонатных марганцевых руд.
III-2	19	Левый борт р. Харота	[118]	ПМ. Свалы алевролитов с повышенными концентрациями марганца.
III-2	21	Водораздел рр. Харота и Вангыр	[118]	ПМ. В алевролитах прослой силикатно - карбонатных марганцевых руд.
III-2	25	Водораздел руч. Большой и р. Вангыр	[118]	ПМ. Пачка алевросланцев с тонкими прослоями окисных марганцевых и гематитовых руд.
III-2	26	Правый борт р. Вангыр	[118]	ПМ. В сланцах линза родонит-родохрозит - спессартин-кварцевой марганцевой руды. На склоне свалы этих руд

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, орео- ла и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	28	Правый борт р. Ван- гыр	[118]	ПМ. Среди туфоалевролитов линза серых пес- чаников с родонит-родохрозит-гранат-кварцевы- ми обособлениями.
III-2	32	Левый приток руч. Медвежий	[118]	ПМ. В аллювии десятки обломков карбонатно- силикатных марганцевых руд, иногда с вкраплен- ностью пирита и халькопирита.
III-2	34	Правый борт р. Ван- гыр	[118]	ПМ. На контакте с кварцито-песчаниками раз- виты алевропесчаники с линзами и будинами си- ликатных руд марганца.
III-2	36	Левый приток руч. Медвежий	[118]	ПМ. Алевролиты с линзами и прослоями сили- катных марганцевых руд.
III-2	37	Правый борт р. Ван- гыр	[118]	ПМ. Среди делювиальных свалов алевролитов обломки силикатных марганцевых руд.
III-2	45	Левый борт р. Ван- гыр	[118]	ПМ. В свалах туфоалевролитов обломки слои- стых силикатных руд марганца.
IV-1	10	Верховья руч. Свет- лый	[118]	ПМ. В поле развития пестроцветных алевроли- тов делювиальные обломки окисленных марган- цевых руд.
IV-1	11	Верховья руч. Арьян- шор	[118]	ПМ. Алевросланцы с линзами песчаников, пропитанных гидроокислами марганца.
IV-1	12	Правый борт руч. Арьяншор	[118]	ПМ. В пачке пестроцветных алевропелитов тонкие слойки окисной марганцевой руды.
IV-1	13	Правый борт руч. Арьяншор	[118]	ПМ. Пачка алевросланцев, с редкими прослоя- ми карбонатных марганцевых руд.
IV-1	16	Правый борт руч. Арьяншор	[118]	ПМ. Среди пестроцветных алевросланцев раз- валы редких линз окисленных карбонатных (?) руд.
IV-1	19	Правый борт руч. Арьяншор	[118]	ПМ. На задернованной поверхности несколько глыб песчаников, покрытых обильными гидро- окислами марганца.
IV-2	2	Левый борт р. Мал. Вангыр	[118]	ПМ. В элювии обломки окисных руд марганца.
IV-2	4	Левый борт р. Мал. Вангыр	[118]	ПМ. На контакте с кварцитами, в ороговико- ванных алевролитах изометричные выделения и желвакообразные скопления родонита.
IV-3	3	Левый борт р. Мал. Вангыр	[118]	ПМ. В делювии глыба гранитизированного сланца с силикатной марганцевой рудой.
IV-3	5	Левый борт р. Мал. Вангыр	[118]	ПМ. В осыпи обломки карбонатносиликатных руд марганца и глыбы яшмовидных туфоалевро- литов с тонкими прослоями окисных руд.

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
IV-3	7	Надеждинское	[91,118]	П. Марганцевые руды в виде маломощных прослоев линз и рассеянной вкрапленности в пачке пестроцветных алевролитов с прослоями кремнистых сланцев и яшмоидов.
IV-3	10	Верховья р. Паток-Войвож	[118]	ПМ. В пестроцветных алевросланцах прослои силикатных марганцевых руд с вкрапленностью пирита и галенита.
IV-3	11	Правый борт р. Паток-Войвож	[118]	ПМ. Среди сланцев с вкрапленностью магнетита, халькопирита, галенита прослои силикатных и карбонатно-силикатных марганцевых руд.
IV-3	15	Левый борт р. Бол. Паток	[118]	ПМ. В алевросланцах редкие прослои силикатных марганцевых руд.

Цветные металлы

Медь

I-2	1	Правый борт р. Индысей	[81]	ПМ. В кварцевых песчаниках вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина.
I-2	3	Левый борт р. Косью	[81]	ПМ. Прослои кварцевых песчаников с убогой вкрапленностью борнита, халькозина и халькопирита.
I-3	1	Синклиналь Индысейская	[127]	П. Кварцевые песчаники, алевролиты и сланцы с тонкой вкрапленностью халькозина и борнита.
I-3	2	Синклиналь Индысейская	[82]	П. В кварцевых песчаниках и алевролитах вкрапленность халькозина, борнита и халькопирита.
I-3	3	Синклиналь Межгорная	[127]	П. Кварцевые песчаники и алевролиты с вкрапленностью борнита, халькозина и малахита.
I-3	4	хр. Западные Саледы	[81,127]	ПМ. Дайка долеритов с вкрапленностью халькозина, халькопирита и борнита.
I-4	1	Синклиналь Хамбальюская	[82]	П. Кварцевые песчаники и алевролиты с вкрапленностью халькопирита, пирита, халькозина и борнита.
I-4	2	Синклиналь Теснинная П	[82,127]	П. Кварцевые песчаники с борнит-халькозин-малахитовой минерализацией.
I-4	3	Синклиналь Теснинная I	[82]	П. Вкрапленность халькозина и борнита в кварцевых песчаниках с прослоями алевролитов и сланцев.
I-4	4	Синклиналь Центральная	[82]	П. В кварцевых песчаниках тонковкрапленные окисленные борнит-халькозиновые руды.
I-4	5	Синклиналь Стано-	[82,127]	П. Кварцевые песчаники, алевролиты и сланцы

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, орео- ла и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
		вая		с неравномерной вкрапленностью борнита и халькозина.
I-4	6	Синклиналь Форель- ная	[127]	П. В кварцевых песчаниках с прослоями алев- ролитов тонкая вкрапленность халькозина, борни- та, халькопирита.
I-4	7	Синклиналь Алькес- шорская	[127]	П. В кварцевых песчаниках с прослоями алев- ролитов вкрапленность халькозина, халькопирита, пирита и вторичных минералов меди.
I-4	8	Синклиналь Южная	[82,127]	П. Кварцевые песчаники с тонкой вкрапленно- стью малахита.
I-4	9	Левый борт р. Ниды- сей	[126]	ПМ. Среди кварцевых песчаников свалы квар- ца с массивными крупнокристаллическими бор- нит-халькозиновыми рудами.
II-2	2	Правый борт р. Яги- ней	[126]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди.
II-2	3	Правый борт р. Лев. Вожкосю	[126]	ПМ. В сланцах налеты медной зелени.
II-2	5	Правый борт р. Лев. Вожкосю	[126]	ПМ. В сланцах и кварцевых песчаниках про- жилково-вкрапленная, борнит-халькозин-малахи- товая минерализация.
II-2	6	Правый борт р. Ягиней	[126]	ПМ. В прослое мелкозернистых кварцевых песчаников примазки медной зелени.
II-2	7	Правый борт р. Ягиней	[126]	ПМ. В прослое кварцевых песчаников вкрап- ленность окисленных минералов меди.
II-2	8	Правый борт р. Ягиней	[126]	ПМ. Тонкая вкрапленность халькозина и нале- ты медной зелени в кварцевых песчаниках.
II-3	1	Правый борт р. Ко- сю	[126]	ПМ. Кварцевые песчаники и сланцы с редкими налетами медной зелени.
II-3	2	Правый борт р. Ко- сю	[126]	ПМ. В кварцевых песчаниках рассеянная вкра- пленность халькозина, борнита и вторичных ми- нералов меди.
II-3	3	Правый борт р. Ко- сю	[126]	ПМ. В кварцевых песчаниках тонкая вкраплен- ность и прожилки халькопирита, борнита, халько- зина и вторичных минералов меди.
II-4	10	Водораздел р.р. Ма- нарага и Капкан-Вож	[105]	ПМ. На контакте гравелитов и эффузивов ос- новного состава зона гидротермальной проработ- ки с рассеянной вкрапленностью пирита, халько- пирита, халькозина и борнита.
III-1	2	Водораздел р.р. Ха- рота и Вангыр	[90]	ПМ. В катаклазированных ожелезненных рио- литах и долеритах кварцевые жилы с малахитом,

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, орео- ла и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	3	Правый борт р. Вой- вож-Сыня	[90]	азуритом, борнитом. ПМ. В алевросланцах карбонат-кварцевые жи- лы с прожилково-гнездовой вкрапленностью халькопирита.
III-1	4	Западный склон г. Сундук	[131]	ПМ. В кварцевых песчаниках и кварцевых жи- лах примазки медной зелени.
III-1	5	Войвожское	[82,131]	ПМ. В кварцевых песчаниках и сланцах рассе- янная вкрапленность и мелкие шпирь халькозина, ковеллина.
III-1	6	Правый борт р. Озерная	[131]	ПМ. В алевролитах и кварцевых песчаниках хлорит-кварцевые жилы с редкими зернами бор- нита, халькозина и налетами медной зелени.
III-1	7	Левый борт р. Войвож-Сыня	[131]	ПМ. Примазки и пленки медной зелени в алев- ролитах и кварцевых прожилках в зоне тектони- зированного контакта с кварцевыми гравелитами и конгломератами.
III-2	3	Правый борт р. Ха- рота	[131]	ПМ. В цементе брекчированных, осветленных кварцевых конгломератов и в кварцевых жилах шпирь и гнезда халькозина.
III-2	10	Водораздел р.р. Ха- рота и Вангыр	[90]	ПМ. На контакте кварцевых гравелитов и эф- фузивов основного состава кварцевые жилы с гнездами халькопирита, борнита, малахита.
III-2	22	Водораздел р.р. Ха- рота и Вангыр	[131]	ПМ. Свалы роговиков с густой вкрапленностью и прожилками халькопирита, примазками медной зелени и азурита.
III-2	24	Водораздел р.р. Ха- рота и Вангыр	[131]	ПМ. Кварцитопесчаники с редкими зернами магнетита и трещинами, выполненными гемати- том. В пробе повышенные содержания меди, се- ребра, золота.
III-2	30	Правый борт р. Ван- гыр	[90]	ПМ. Среди биотитовых доломитов свалы мраморизованных с пустотами выщелачивания грани- тов по халькопириту.
III-2	38	Правый борт р. Ван- гыр	[131]	ПМ. На контакте кварцевых песчаников и алевросланцев кварцевая жила с гнездововкрап- ленной халькозиновой минерализацией.
III-2	39	Правый борт р. Ван- гыр	[131]	ПМ. Глыбы кварцитов с прожилками халькози- на по трещинам.
III-2	40	Правый борт р. Ван- гыр	[118]	ПМ. В кварцитах, вблизи контакта с кварцевы- ми конгломератами, прожилками борнита .
III-3	10	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Свалы кварцитопесчаников. В единичных

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-4	6	Левый борт р. Косью	[88]	глыбах густая неравномерная вкрапленность гематита и налеты медной зелени. ПМ. Свалы жильного кварца с вкрапленностью пирита и халькопирита.
III-4	7	Левый борт р. Косью	[88]	ПМ. Кварц-карбонатная жила с вкрапленностью халькопирита, пирита и налетами медной зелени.
III-4	8	Левый борт р. Косью	[88]	ПМ. Свалы жильного кварца с вкрапленностью халькопирита.
III-4	10	Левый борт р. Косью	[88]	ПМ. Свалы жильного кварца с вкрапленностью халькопирита.
III-4	12	Истоки р. Маньхобею	[88]	ПМ. Свалы жильного кварца с вкрапленностью халькопирита.
III-4	15	Истоки р. Парнук	[88]	ПМ. Свалы жильного кварца с вкрапленностью халькопирита.
III-4	17	Верховья р. Парнук, правый борт	[88]	ПМ. Вкрапленность халькопирита в диоритах.
IV-1	1	Верховья р. Озерная	[131]	ПМ. В алевролитах кварцево- жильная зона с вкрапленностью, прожилками и гнездами халькопирита, пирротина, реже галенита и пирита.
IV-1	2	Левый борт р. Войвож-Сыня.	[131]	ПМ. В туфах основного состава тонкая кварцевая жила с крупными выделениями халькозина.
IV-1	14	Правый борт руч. Арьяншор	[118]	ПМ. Сланцы с примазками медной зелени.
IV-3	1	Левый борт р. Мал. Вангыр.	[118]	ПМ. Интенсивно ожелезненные сланцы с халькопиритом, пиритом и малахитом.
IV-3	8	Водораздел р.р. Мал. Вангыр и Бол. Паток.	[112]	ПМ. Свалы крупных глыб метадолеритов с редкой вкрапленностью борнита и халькозина единичные знаки и золота.
IV-3	13	Правый борт р. Бол. Паток	[112]	ПМ. Вкрапленность магнетита и борнита в сланцах.
<i>Свинец</i>				
II-2	4	Истоки р. Лев. Вож-Косью	[126]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации свинца.
II-3	10	Правый приток р. Косью	[126]	ШП. Галенита – до 10 знаков, в ассоциации с единичными знаками монацита, ксенотима и халькопирита.
III-2	16	Левый борт р. Харота.	[90]	ПМ. Среди риолитов свалы кварцевых жил с редкой вкрапленностью галенита, пирита, халькопирита.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, орео- ла и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	18	Водораздел р.р. Харота и Вангыр	[90]	ПМ. В алевролитах и кварцевых прожилках, линзочки, гнезда, прожилки галенита и пирита.
III-3	16	Левый приток р. Косью	[90]	ПМ. Свалы ожелезненных алевролитов с повышенной концентрацией свинца.
III-4	1	Левый приток руч. Ломесьвож	[88]	ШП. Галенит в ассоциации с молибденитом.
III-4	2	Левый приток р. Косью	[88]	ШП. Галенит.
III-4	3	Левый приток р. Косью	[88]	ШП. Галенит.
III-4	4	Левый приток р. Косью	[88]	ШП. Галенит в ассоциации с халькопиритом и шеелитом.
III-4	21	Левый приток р. Маньхобею	[88]	ШП. Галенит.
IV-1	3	Левый борт р. Войвож-Сыня	[131]	ПМ. В метасоматитах кварц альбит-серицитового состава минерализация пирита, галенита и халькопирита.
IV-1	4	Левый борт р. Войвож-Сыня	[131]	ПМ. В метасоматитах кварц-альбит-серицитового состава минерализация, представленная пиритом и галенитом.
IV-1	7	Правый борт р. Войвож-Сыня	[113]	ПМ. Кварцевая жила в долеритах с мелкой рассеянной вкрапленностью прожилками и гнездами галенита.
IV-2	12	Левый борт р. Бол. Паток	[68]	ПМ. В метадолеритах повышенные концентрации свинца, меди, олова.
IV-3	2	Левый борт р. Мал. Вангыр	[118]	ПМ. Зона пиритизации в сланцах с высокими концентрациями свинца, меди, цинка, серебра.
<i>Цинк</i>				
II-2	1	р. Косью	[126]	ПМ. Вкрапленность сфалерита, пирита и халькопирита в известняках.
III-2	44	Левый борт р. Вангыр	[68]	ПМ. В метадолеритах повышенные концентрации цинка, меди, никеля, кобальта.
IV-1	20	Левый борт руч. Арьяншор	[68]	ПМ. В пиритизированных долеритах повышенные концентрации цинка, меди, никеля и кобальта.
<i>Молибден</i>				
III-2	20	Левый борт р. Харота	[90]	ПМ. Повышенная концентрация молибдена в рассланцованных, ожелезненных риолитах с вкрапленностью пирита.
III-2	29	Правый борт р. Ван-	[113]	ПМ. Тонкая вкрапленность молибденита в гра-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, орео- ла и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	14	гыр Левый борт руч. Юн- ковож	[90]	нитях. ПМ. Повышенная концентрация молибдена в ожеженных алевролитах на контакте с грани- тами.
III-4	11	Истоки р. Парнук	[88]	ПМ. В эпидотизированных диоритах полевош- патовые прожилки с вкрапленностью молибдени- та.
III-4	19	Водораздел р.р. Пар- нук и Маньхобею	[88]	ПМ. Тонкая вкрапленность молибденита в гра- нодиоритах.
IV-3	26	Левый борт р. Паток	[112]	ПМ. Тонкая вкрапленность молибденита в гра- нитах.
<i>Вольфрам</i>				
II-3	4	Левый борт р. Капкан-Вож	[126]	ПМ. В конгломератах, на тектонизированном контакте с эффузивами основного состава, повы- шенные концентрации вольфрама.
II-3	5	Левый борт р. Капкан-Вож	[126]	ПМ. В конгломератах на тектонизированном контакте с риолитами, повышенные концентрации вольфрама.
III-2	33	Правый приток р. Вангыр	[113]	ШП. Шеелита – до 26 знаков.
III-2	35	р. Вангыр	[113]	ШП. Шеелита – до 46 знаков.
III-2	42	р. Вангыр	[113]	ШП. Шеелита – до 59 знаков.
III-3	13	Правый борт руч. Юнковож	[118]	ПМ. Неравномерно ожеженный алевропес- чаник с повышенной концентрацией вольфрама.
III-3	19	Правый приток р. Вангыр	[112]	ШП. Шеелита – до 57 знаков.
III-3	27	р. Мал. Вангыр	[112]	ШП. Шеелита – до 182 знаков в верхней части потока с единичными знаками молибденита и фергусонита.
III-4	9	Истоки р. Мал. Ван- гыр	[88]	ШП. Шеелита – до 130-370 знаков.
IV-2	8	Правый приток р. На- дежд	[113]	ШП. Шеелита – до 68 знаков.
IV-2	10	р. Надежд	[113]	ШП. Шеелита – до 87 знаков, в средней части потока единичные знаки вольфрамита в сростках с кварцем.
IV-2	11	р. Бол. Паток	[113]	ШП. Шеелита – до 45 знаков, в ассоциации с единичными знаками касситерита, в верхней час- ти потока вольфенита и золота.
IV-3	19	Левый приток р. Бол.	[112]	ШП. Шеелита – до 96 знаков, в ассоциации с

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, орео- ла и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	23	Паток Правый приток р. Па- ток	[112]	единичными знаками молибденита и касситерита. ШП. Шеелита – до 96 знаков, в ассоциации с единичными знаками молибденита.
IV-4	1	р. Банная, р. Парнук	[106]	ШП. Шеелита – десятки знаков.
IV-4	4	Левый приток р. Пар- нук	[106]	ШП. Шеелита – десятки знаков.
<i>Олово</i>				
III-1	1	Правый борт р. Ван- гыр	[113]	ШП. Касситерита – до 157 знаков на окончании потока.
III-2	7	Лапапай	[131]	П. Касситерит и торит – тонкая вкрапленность в цементе кварцевых конгломератов и гравелитов.
III-2	27	Правый борт р. Ван- гыр	[90]	ПМ. Свалы ожелезненных эффузивов основно- го состава с повышенными концентрациями оло- ва, цинка, висмута.
IV-2	6	Левый борт р. Ван- гыр	[67]	ПМ. В катаклазированных биотитовых грани- тах повышенная концентрация олова.
IV-3	27	Водораздел р. Паток и руч. Гамма-Шор	[112]	ШО. Касситерита – до 30 знаков.

Редкие металлы и редкоземельные элементы

Тантал, ниобий

IV-3	29	Левый борт р. Паток	[112]	ПМ. Метасоматические измененные субщелоч- ные граниты с повышенными концентрациями тантала, ниобия, редких земель.
------	----	---------------------	-------	--

Редкие земли

II-3	6	Водораздел р.р. Кап- кан-Вож и Косью	[126]	ПМ. Повышенные концентрации иттрия, нио- бия, вольфрама в зоне гидротермальной прора- ботки на контакте основных и кислых эффузивов.
II-3	7	Левый приток р. Капкан-Вож.	[126]	ШП. Монацита - до 36 знаков, в ассоциации с единичными знаками ксенотима, ортита и шеели- та.
II-3	8	Водораздел р.р. Капкан-Вож и Косью	[126]	ПМ. Зона гидротермальных изменений в ос- новных и кислых эффузивах. Повышенные кон- центрации иттрия, лантана, церия, ниобия, вольф- рама, мышьяка.
II-3	9	Водораздел р.р. Капкан-Вож и Косью	[126]	ПМ. Зона гидротермальной проработки в ос- новных и кислых эффузивах. Повышенные кон- центрации иттрия, лантана, иттербия.
II-4	1	Водораздел р. Лунвож-Нидысей и руч. Падежа-Вож	[105]	ПГХО. В конгломератах и гравелитах повы- шенные содержания иттрия, иттербия, циркония.

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
II-4	4	Водораздел р. Капкан-Вож и руч. Падежа-Вож	[105]	ПГХО. В конгломератах и гравелитах повышенные содержания иттрия, иттербия, лантана и циркония.
II-4	6	участок Олений ручей	[105]	ПМ. Зона гидротермальной проработки на контакте кварцевых конгломератов и риолитов с повышенными содержаниями редких земель, иттрия, циркония, ниобия, меди, свинца.
II-4	7	Левый борт р. Капкан-Вож	[105,126]	ПМ. Зона гидротермальной проработки на контакте основных и кислых эффузивов с повышенными концентрациями редких земель, иттрия, ниобия, бериллия, меди, вольфрама.
II-4	8	участок Олений ручей	[105]	ПМ. Зона гидротермальной проработки на контакте кварцевых конгломератов и риолитов с повышенными содержаниями иттрия, лантана, меди.
II-4	9	участок Олений ручей	[105]	ПМ. Зона гидротермальной проработки на контакте кварцевых конгломератов, кварц-пирофиллитовых сланцев и риолитов с повышенными содержаниями редких земель, иттрия, ниобия, меди.
II-4	13	Левый борт р. Капкан-Вож	[77]	ПМ. В кварц-пирофиллитовых сланцах повышенные концентрации иттрия, ниобия, циркония, меди, цинка, молибдена, олова.
IV-1	18	Правый приток р. Бол. Паток	[113]	ШП. Монацита – до 130 знаков, в ассоциации с десятками знаков барита и единичными знаками галенита.

Благородные металлы

Золото

I-2	2	р. Индысей	[135]	ШП. Золота – от 10 до 100 мг/м ³ .
I-3	5	р. Нидысей	[99]	ШП. Золота – от 10 до 100 мг/м ³ .
II-3	11	р. Косью	[126]	ШП. Золота – до 314 знаков, в ассоциации с шеелитом – до 47 знаков.
II-4	11	Левый борт р. Капкан-Вож	[118]	ПМ. Повышенные концентрации золота в пиритизированных метасоматитах по риолитам.
III-2	1	Водораздел р.р. Вангыр и Харота	[131]	ПМ. Свалы ожелезненных и гематитизированных конгломератов с повышенным содержанием золота.
III-2	4	Харотское	[127,131]	П. Метасоматиты по риолитам с минерализацией пирита, галенита, сфалерита и повышенными концентрациями золота, серебра, свинца, цинка.

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, оре- ола и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	5	Левый борт р. Харота	[90]	ПМ. Повышенные концентрации свинца, золота, молибдена, олова, сурьмы в метасоматитах по риолитам и в ортосланцах основного состава.
III-2	8	Правый борт р. Ха- рота	[90]	ПМ. Свалы метасоматитов по риолитам с тон- кой вкрапленностью пирита. Повышенные кон- центрации золота, мышьяка.
III-2	9	Правый борт р. Ха- рота	[127,90]	ПМ. В метасоматитах по риолитам с минерали- зацией пирита, халькопирита, галенита повышен- ные содержания золота, серебра, цинка, меди, свинца.
III-2	12	Левый борт р. Харота	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота, свин- ца, меди, серебра, цинка в метасоматитах по рио- литам с минерализацией галенита, борнита и пи- рита.
III-2	15	Левый борт р. Харота	[90]	ПМ. В метасоматитах по риолитам в кварцевых жилах вкрапленность халькопирита и галенита, повышенные концентрации свинца, меди, золота.
III-3	1	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота и свинца в окварцованных, ожелезненных алеврос- ланцах с выщелоченным пиритом.
III-3	2	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота в доле- ритах и алевролитах с вкрапленностью пирита.
III-3	3	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота и мышьяка в ожелезненных алевросланцах и про- жилках кварца с вкрапленностью пирита и пирро- тина.
III-3	4	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота в оже- лезненных алевролитах с гнездами лимонита в прожилках кварца.
III-3	5	Левый борт р. Косью	[118]	ПМ. В ожелезненных, осветленных, брекчиро- ванных алевролитах и гранитах повышенные кон- центрации золота.
III-3	6	Левый борт р. Косью	[90,112]	ПМ. В долеритах две кварцевые жилы с мине- рализацией пирита, халькопирита, галенита, мар- казита, молибденита. Повышенные концентрации золота, меди, серебра, свинца, цинка, вольфрама, молибдена.
III-3	7	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. В алевросланцах, прожилки и гнезда квар- ца с минерализацией пирита, пирротина, галенита и повышенными концентрациями золота, свинца, цинка.

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, оре- ола и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	9	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота и мышьяка в алевросланцах с вкрапленностью пирита и пирротина.
III-3	11	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота, свинца, цинка в глыбе окварцованных, брекчированных алевролитов с вкрапленностью пирита, галенита и пирротина.
III-3	12	Левый борт р. Косью	[118]	ПМ. Повышенные концентрации золота в пиритизированных алевросланцах.
III-3	15	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота в пиритизированных алевролитах.
III-3	17	Левый борт р. Косью	[90]	ПМ. Повышенные концентрации золота и мышьяка в кварцевых прожилках с пиритом и пирротинном.
III-3	21	Левый борт р. Ван- гыр	[118]	ПМ. В сланцах и в кварцевой жиле повышенные концентрации золота, меди, свинца, цинка.
III-3	23	Вангырское.	[103,118]	П. В зонах метасоматической проработки повышенные концентрации золота, серебра, меди, свинца, цинка, висмута, иногда молибдена, вольфрама и ртути.
III-3	24	Левый борт р. Ван- гыр	[90]	ПМ. В ожелезненных кварцитопесчаниках повышенные концентрации золота и мышьяка.
III-3	25	Левый борт р. Ван- гыр	[103]	ПМ. В зонах метасоматической проработки повышенные концентрации золота, цинка, свинца, серебра, меди, мышьяка, молибдена, ртути, сурьмы.
III-3	26	Левый борт р. Ван- гыр, руч. Каскад	[118]	ПМ. Зона сульфидной минерализации в сланцах (пирит, халькопирит) с повышенными содержаниями меди, цинка, золота.
IV-1	15	Водораздел руч. Арьяншор и р. Седью	[118]	ПМ. Повышенные концентрации золота и серебра в ожелезненных сланцах с пиритом.
IV-3	25	Левый борт р. Паток	[112]	ПМ. 160 знаков золота и десятки знаков флюорита в протолочной пробе из роговиков.

Радиоактивные элементы

Уран

IV-1	6	Гематитовое	[128,131]	П. В зоне тектонического нарушения, в алевролитах и кварцевых конгломератах, настурановая и борнит-халькозиновая минерализация
			<i>Торий</i>	

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, оре- ола и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	4	Левый борт р. Мал. Вангыр	[68,112]	ПМ. Линзы кварцевых гравелитов, обогащен- ные торитом, цирконом, ильменитом, ортитом.

Неметаллические ископаемые

Оптические материалы

Кварц оптический и пьезоэлектрический

II-4	2	Падежа-Вож	[122]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в мелкога- лечных кварцевых конгломератах и гравелитах.
II-4	3	Верхний Падежа- Вож	[122]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы и россыпи в мелкогалечных кварцевых конгломератах и гра- велитах.
II-4	5	Высота 1481,8	[122]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы и россыпи в мелкогалечных кварцевых конгломератах, гра- велитах и кварцитовидных песчаниках.
II-4	12	Жильный	[79,130]	П. Крупные кварцевые жилы в рассланцован- ных риолитах.
II-4	14	Манарага	[79]	П. Кварцево-жильная зона на контакте сланцев и эффузивов основного состава.
II-4	15	Дымчатый	[79]	П. Минерализованные трещины в кварцевых конгломератах и хрусталеносные россыпи.
III-2	11	Тупиковый	[78]	П. Хрусталеносное кварцево- жильное поле в доломитах.
III-2	6	Сев. Харота	[78]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах.
III-2	14	Юж. Харота	[78,130]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы и минера- лизованные трещины в кварцитах, реже в риоли- тах и сланцах.
III-2	17	Вост. Харота	[78]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы и жильные зоны в кварцитах и дайках долеритов.
III-2	41	Сев. Вангыр (верх- ний)	[76,78]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в сланцах и кварцитах.
III-2	43	Сев. Вангыр (нижний)	[76,78]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в сланцах и кварцитах.
III-2	46	Орлиное (западное)	[121]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах.
III-3	22	Вангыр	[95]	П. Хрусталеносная кварцево-жильная зона на контакте мраморов и сланцев.
III-4	5	Пысян-Шор	[123]	П. Хрусталеносные кварцево-жильные зоны в кварцевых конгломератах.

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, оре- ола и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	16	Верхнее Мань-Хобею	[95,76]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- товидных песчаниках и на контактах сланцев с габбродиоритами и порфиroidными гранитами.
III-4	20	Снежное	[95]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в орогови- кованных сланцах и гранитах.
III-4	22	Диоритовое	[95]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в диори- тах и габбродиоритах.
IV-2	1	Орлиное	[121]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах.
IV-2	3	Медвежье	[121]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах.
IV-3	12	Перевальное	[95,121]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах и долеритах.
IV-3	16	Кварцитное	[95]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах на контакте с гранитами.
IV-3	17	Паток-Вож	[95]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в кварци- тах.
IV-4	6	Жало	[95]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в орогови- кованных сланцах.
IV-4	7	Манья-Мег	[95]	П. Хрусталеносные кварцевые жилы в эндо- экзоконтактовых зонах гранитов.
IV-4	8	Туманное	[95]	П. Хрусталеносные россыпи и кварцевые жилы в ороговиконанных сланцах.

Химическое сырье

Бораты

III-3	8	Левый борт р. Косью	[112]	ПМ. Мраморизованные доломиты с повышен- ной концентрацией бора.
III-4	14	Водораздел р.р. Мал. Парнук и Вангыр	[88]	ПМ. Мраморизованные доломиты с повышен- ной концентрацией бора.
III-4	18	Правый борт р. Маньхобею	[88]	ПМ. В ороговиконанных сланцах линзы мрамор- изованных доломитов, с повышенным содержа- нием окиси бора.
IV-3	20	Левый борт р. Бол. Паток	[67,68]	ПМ. Глыбовые развалы кальцифиров с минера- лизацией ашарита и людвигита.
IV-3	21	Удача	[67,68]	П. Кальцифиры с минерализацией ашарита, флюоборита, людвигита, котоита.

Горнотехническое сырье

Асбест

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, оре- ола и потока	Номер по спи- ску ис- поль- зованной литера- туры	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	18	Вангырское	[112,124]	П. Хризотил и тремолит-асбест в линзах мраморизованных доломитов, прорванных жилами гранит-порфиров
IV-1	9	Каровое	[113]	П. Жилы и прожилки хризотил-асбестов в серпентинизированных доломитах
IV-2	5	Скалистое	[72]	П. Прожилки асбеста в линзах серпентинизированных доломитов
IV-3	14	Мраморное	[71,111]	П. Прожилки асбеста в линзах серпентинизированных доломитов

Поделочные камни

Офикальцит, благородный серпентинит

III-2	31	Правобережное	[131]	П. Линейные тела офикальцитов в доломитах.
IV-1	8	Каровый	[131]	П. Линейные тела офикальцитов и благородных серпентинитов в доломитах.
IV-2	7	Лиственичное	[131]	П. В доломитах линзовидные тела офикальцитов с прослоями благородных серпентинитов.
IV-2	9	Плато	[131]	П. В доломитах линейные тела офикальцитов с включениями благородных серпентинитов овальной формы.
IV-3	9	Водораздельный	[131]	П. Линейные и линзовидные тела офикальцитов и благородных серпентинитов в доломитах.

Сводная таблица прогнозируемых объектов и прогнозных ресурсов

полезных ископаемых

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
1	1.1	217	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Удельная продуктивность эталона – 0,006 т/м ² , коэффициент подобия – 0,8, ресурсы кат. Р ₃ , с учетом Войвожского проявления (30 тыс. т), – 1072 тыс.т Си. Площадь развития отложений саледской свиты. Проявления, пункты минерализации и литохимические аномалии Си, сульфиды и вторичные минералы меди в шлиховых пробах.	Специализированные поиски масштаба 1:25000. Глубина проведения работ до 300м.
2	1.1.0.1	59,6	Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. Площадь вмещает ряд перспективных проявлений медистых песчаников. Суммарные ресурсы кат. Р ₂ – 2000 тыс.т Си.	Поисково-оценочные работы. II очередь. Глубина проведения работ до 300м.
3	I-3-2	49,0	Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На проявлении медистых песчаников прогнозируется крупное месторождение. Ресурсы кат. Р ₂ – 1400 тыс.т. Си. Среднее содержание Си – 0,7%, средняя мощность рудного пласта – 1,3 м, объемный вес руды – 3,1 т/м ³ . Площадь развития отложений саледской свиты. Меденосный горизонт с поверхности вскрыт канавами, буровыми скважинами прослежен в интервалах глубин от 6 до 300 м	»
4	I-4-2	1,76	Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На проявлении медистых песчаников прогнозируется малое месторождение. Ресурсы кат. Р ₂ – 95 тыс.т Си. Среднее содержание Си - 1%, средняя мощность рудного пласта – 1,8 м, объемный вес руды – 3,0 т/м ³ . Площадь развития отложений саледской свиты.	»

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
5	I-4-3	0,73	<p>Меденосный горизонт с поверхности вскрыт и прослежен канавами.</p> <p>Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На проявлении медистых песчаников прогнозируется малое месторождение. Ресурсы кат. P₂ – 54 тыс.т Cu. Среднее содержание Cu – 0,7%, средняя мощность рудного пласта – 3,4 м, объемный вес руды – 3,1 т/м³. Площадь развития отложений саледской свиты. Меденосный горизонт с поверхности вскрыт канавами, буровыми скважинами прослежен до глубины 90 м</p>	»
6	I-4-4	2,6	<p>Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На проявлении медистых песчаников прогнозируется малое месторождение. Ресурсы кат. P₂ – 82 тыс.т Cu. Среднее содержание Cu – 0,7%, средняя мощность рудного пласта – 1,5 м, объемный вес руды – 3,0 т/м³. Площадь развития отложений саледской свиты. Меденосный горизонт с поверхности вскрыт канавами, буровыми скважинами прослежен в интервалах глубин от 20 до 122 м</p>	<p>Поисково-оценочные работы.</p> <p>II очередь.</p> <p>Глубина проведения работ до 300м.</p>
7	I-4-5	5,5	<p>Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На проявлении медистых песчаников прогнозируется среднее месторождение. Ресурсы кат. P₂ – 330 тыс.т Cu. Среднее содержание Cu – 0,8%, средняя мощность рудного пласта – 2,5 м, объемный вес руды – 3,0 т/м³. Площадь развития отложений саледской свиты. Меденосный горизонт с поверхности вскрыт канавами, буровыми скважинами прослежен до глубины 70 м</p>	»
8	1.1.0.2	7,3	<p>Степень перспективности низкая, оценка средней надежности. Удельная продуктивность эталона – 0,02 т/м² для Cu, 0,0002 т/м² для Ag, коэффициент аналогии – 0,5, ресурсы кат. P₃ – 73 тыс.т Cu, 73 т Ag. Синклинальные структуры, выполненные отложениями, саледской свиты, точечные аномалии Cu. На продолжении структур – оруденение медистых песчаников саурипейского подтипа.</p>	<p>Специализированные поиски масштаба 1:50000</p>

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
9	1.2	117	Степень перспективности средняя, оценка средней надежности. Удельная продуктивность эталона – 0,02 т/м ² для Zn, 0,013 т/м ² для Pb, коэффициент аналогии – 0,4, ресурсы кат. P ₃ – 936 тыс.т Zn, 600 тыс.т Pb. Площадь развития отложений щугорской серии, в нижней части которой прогнозируется стратиформное свинцово-цинковое оруденение. Пункт минерализации Zn, аномалия Pb.	Специализированные поиски масштаба 1:50000
10	II-4-2	0,05	Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На известном проявлении прогнозируется среднее месторождение горного хрусталя, пригодного для плавки оптического стекла. Среднее содержание горного хрусталя – 0,08 кг/м ³ , коэффициент надежности прогноза – 0,9, глубина прогноза – 100 м. Ресурсы горного хрусталя кат. P ₂ – 360 т. Зона сближенных межпластовых нарушений, контролирующая размещение кварцево-жильных зон с хрусталеносной минерализацией	Поисково-оценочные работы. I очередь.
11	II-4-12	0,021	Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На известном проявлении прогнозируется среднее месторождение жильного кварца, пригодного для варки оптического стекла. Коэффициент кварценоности – 1, надежности прогноза – 0,8, объемный вес жильного кварца – 2,6 т/м ³ . Глубина прогноза – 25 м. Ресурсы жильного кварца кат. P ₂ – 1100 тыс.т. Зона субширотного нарушения в риолитах саблегорской свиты. Контролирует размещение крупных кварцевых тел, эрозионным срезом вскрытых по падению на 25 м	»
12	III-2-14	0,46	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. На известном проявлении прогнозируется среднее месторождение пьезооптического кварца, в том числе пригодного для плавки, и жильного кварца для плавки оптического стекла. Коэффициент кварценоности – 0,006, надежности прогноза – 0,6, среднее содержание горного хрусталя – 0,002 кг/м ³ , пьезооптического кварца – 0,00006 кг/м ³ . Ресурсы жильного кварца, пригодного для плавки, – 43 тыс.т, пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки, – 56,6 т, кат. P ₂ . Глуби-	»

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
13	III-2-23	1,53	<p>на прогноза – 100 м. Разрывные нарушения, контролирующие локализацию кварцевожильных зон с хрусталеносной минерализацией, наличие кварцитов, мраморов, даек долеритов.</p> <p>Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. На отработанном с поверхности и законсервированном малом месторождении прогнозируется прирост ресурсов пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки, и жильного кварца для плавки оптического стекла. Коэффициент кварценоности – 0,000 1, надежности прогноза – 0,7, среднее содержание горного хрусталя – 0, 001 кг/м³, пьезооптического кварца – 0, 000 01 кг/м³, глубина прогноза – 100 м. Ресурсы пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки, – 111,1 т, жильного кварца для плавки – 27 тыс. т, кат. P₂. Глубина прогноза – 100 м. Разрывные нарушения, контролирующие локализацию кварцевожильных зон с хрусталеносной минерализацией, наличие кварцитов, гранитов, даек долеритов.</p>	Поисково-оценочные работы. I очередь.
14	2.1.1	177,5	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Средняя мощность пласта – 8,5м, средневзвешенное содержание Mn – 7,3%, удельная продуктивность эталона – 0,8 т/м ³ , коэффициент рудоносности – 0,1, аналогии – 0,6, ресурсы кат. P ₃ – 72400 тыс.т марганцевой руды. Площадь развития пород арьяншорской толщи. Пункты минерализации Mn. Удаленность площади от зон воздействия гранитных интрузий.	Специализированные поиски масштаба 1:50000. Глубина проведения работ 0-300м.
15	2.2.2.1	45,6	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Ресурсы эталона – 130 тыс.т WO ₃ и 52 тыс. т Mo, коэффициент аналогии – 0,5. Ресурсы прогнозной площади кат. P ₃ – 65 тыс.т WO ₃ , 26 тыс. т Mo. Зона влияния гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса. Поля роговиков, пункт минерализации Mo, наличие в шлихах шеелита. Присутствие габбро, габбродиоритов и диоритов парнукского комплекса.	Специализированные поиски масштаба 1:50000

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
16	III-4-13	0,05	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. На отработанном с поверхности и законсервированном малом месторождении прогнозируется среднее месторождение пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки. Коэффициенты хрусталености – 0,2 и 0,25, средние содержания пьезооптического кварца – 0,006 и 0,02 кг/м ³ , горного хрусталя – 0,08 и 0,2 кг/м ³ . Ресурсы пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки – 49,7 т, кат. P ₂ , глубина прогноза - 50 и 100 м. Кварцево- жильные зоны с хрусталеностной минерализацией, присутствие кварцевых конгломератов, кварцитовидных песчаников, габбродиоритов и диоритов.	Поисково-оценочные работы. I очередь.
17	2.2.2.2	11,5	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Удельная продуктивность эталона – 0,002 т/м ² для WO ₃ , 0,004 т/м ² для Мо, коэффициент подобия – 0,8, ресурсы кат. P ₃ – 18 тыс.т WO ₃ , 37 тыс.т Мо. Зона влияния гранитов второй фазы сальнерско - маньхамбовского комплекса. Наличие шеелита в шлихах, точечные аномалии Мо, Zn.	Специализированные поиски масштаба 1:50000
18	2.2.2.3	52,7	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Удельная продуктивность эталона – 0,002 т/м ² для WO ₃ , 0,004 т/м ² для Мо, коэффициент подобия – 0,8, ресурсы кат. P ₃ – 84 тыс.т WO ₃ , 169 тыс. т Мо. Лейкограниты второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса с участками надынрузивных «останцовых» зон, сложенных габбро и монцодиоритами парнукского комплекса. Поля роговиков, присутствие в шлихах шеелита, молибденита и касситерита, точечные аномалии Pb, Zn, Мо.	»
19	2.2.2.4	54,0	Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Удельная продуктивность эталона – 0,002 т/м ² для WO ₃ , 0,004 т/м ² для Мо, коэффициент подобия – 0,5, ресурсы кат. P ₃ – 54 тыс.т WO ₃ , 108 тыс.т Мо. Надынрузивные зоны скрытого на глубине гранитного массива, предположительно сложенного лейкогранитами второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Шеелит в шлиховых пробах, пункт минерализации Мо, поля ро-	Специализированные поиски масштаба 1:50000

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
20	IV-3-6	0,3	<p>говиков, присутствие габбродиоритов и диоритов парнукского комплекса.</p> <p>Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На отработанном с поверхности и законсервированном малом месторождении прогнозируется среднее месторождение пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки, и жильного кварца для плавки оптического стекла. Коэффициент кварценоности – 0,001, надежности прогноза – 0,8, среднее содержание горного хрусталя – 0,01 кг/м³, пьезооптического кварца – 0,00004 кг/м³, глубина прогноза – 150м. Ресурсы пьезооптического кварца, в т. ч. пригодного для плавки, – 361,4 т, жильного кварца для плавки – 94 тыс. т, кат. Р₂. Кварцево-жильные зоны с хрусталеносной минерализацией, присутствие кварцитов и даек долеритов.</p>	Поисково-оценочные работы. I очередь.
21	2.2.3.1	53,6	<p>Степень перспективности высокая, оценка средней надежности. Ресурсы эталона – 130 тыс.т WO₃, 52 тыс.т Мо, коэффициент аналогии – 0,7. Ресурсы прогнозной площади кат. Р₃ – 91 тыс. т WO₃ и 36 тыс. т Мо. Надынтрузивные зоны Неройско-Патокского гранитного массива, сложенные породами парнукского комплекса и отложениями мороинской свиты. Пункт минерализации Мо, наличие шеелита, молибденита и касситерита в шлихах, поля роговиков. Присутствие бороносных скарнов с повышенными содержаниями W и Sn.</p>	Специализированные поиски масштаба 1:50000
22	IV-3-28	0,08	<p>Степень перспективности высокая, оценка вполне надежная. На известном малом месторождении прогнозируется прирост ресурсов горного хрусталя для плавки. Предполагаемое количество хрусталеносных объектов – 80 (с учетом выявленных при бурении), среднее содержание кристаллосырья на один объект – 1810 кг с выходом горного хрусталя, пригодного для плавки, – 45,2%, глубина прогноза – 30 м. Прогнозные ресурсы горного хрусталя, пригодного для плавки оптических стекол кат. Р₁ – 65 т. Кварцево-жильные зоны с хрусталеносной минерализацией, наличие роговиков, кварцитов, даек долеритов, хрусталеносные объекты</p>	Поисково-оценочные работы. II очередь.

№ № п.п.	Номер объекта по схеме прогноза.	Пло- щадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов, категории и размеры ресурсов, их обоснование.	Рекомендуемые виды работ.
			вскрытые в процессе бурения.	

Средние химические составы пород основного и среднего состава площади

	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	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	n
1	59,02	0,49	18,10	3,56	3,10	0,12	2,66	4,50	2,85	2,21	0,16	5,06	1,29	1,94	2
2	49,97	2,01	16,28	4,14	6,45	0,20	5,31	4,98	3,86	0,22	0,36	4,08	17,54	1,02	10
3	46,49	1,97	16,12	3,08	7,99	0,21	6,91	8,40	2,40	1,44	0,22	3,84	1,67	0,94	1
4	48,56	0,95	18,14	3,54	7,28	0,18	5,92	9,84	2,48	0,51	0,03	2,99	4,86	1,08	5
5	52,76	1,53	16,17	2,54	6,18	0,15	5,64	6,98	3,74	1,57	0,28	5,31	2,40	1,10	90
6	49,82	1,60	16,63	2,62	6,83	0,16	6,86	7,90	3,28	1,27	0,27	4,55	2,60	1,00	55
7	46,29	1,77	14,71	13,01*		0,17	8,27	9,21	2,80	0,69	0,25	3,49	4,00	0,75	17
8	46,57	1,82	15,28	13,29*		0,17	7,17	9,04	3,10	0,76	0,26	3,86	4,10	0,80	15
9	47,85	1,98	15,52	11,28*		0,19	6,96	8,42	3,05	1,04	0,30	4,09	2,90	0,85	39
10	48,21	1,82	16,36	10,62*		0,19	6,40	8,62	3,11	1,08	0,31	4,19	2,90	0,97	29
11	47,92	1,88	14,61	12,03*		0,19	7,92	9,01	2,54	0,99	0,27	3,53	2,60	0,73	14
12	47,63	1,98	17,71	4,49	6,30	0,16	6,07	8,68	2,45	0,17	0,43	2,62	14,40	1,05	1
13	48,36	1,88	15,52	3,80	7,02	0,22	7,02	7,51	3,00	0,7	0,24	3,67	4,48	0,87	40
14	47,6	1,23	14,85	3,61	6,96	0,18	8,9	10,28	2,27	0,4	0,11	2,67	5,68	0,76	12

1 - средний состав диоритов сивьягинско-манарагского комплекса; 2 - средний состав покровных образований основного состава саблегорского комплекса; 3 - долерит леквожского комплекса; 4 - средний состав габбро парнукского комплекса (в пределах рассматриваемой площади); 5, 6 - парнукский комплекс: 5 - комплекс в целом; 6 - габбро, умеренно-щелочное габбро; 7, 8 - субвулканические образования лорцемпейского (саблегорского) комплекса: 7 - фация в целом, 8 - долериты, габбродолериты, в том числе умеренно-щелочные; 9, 10 - субвулканические образования первой фазы саблегорского комплекса: 9 - фация в целом, 10 - долериты, габбродолериты, в том числе умеренно-щелочные; 11 - малопатокский комплекс; 12 - покровные образования основного состава лаптопайской вулканогенно-осадочной ассоциации; 13 - субвулканические образования основного состава лаптопайской вулканогенно-осадочной ассоциации; 14 - малопатокский комплекс.

Примечание: 1 – Монастыршина М.В. [105]; 2, 3 - по данным Монастыршиной М.В. [105]; 4 - по данным Голдина Б.А. и Фишмана М.В. [16]; 5 - 11 – Иванова В.Н. и др. [92]; 12 - 14 - по данным Чернышёва Ю.А. и др. [131]

* - приведено Fe общ.

**Содержания и кларки концентрации малых элементов
в породах основного состава площади**

	Ni	Co	Ti	V	Cr	Ga	Cu	Zn	Pb	Sn	Be	Yb	Y	Mn	Zr	Sr	Ba	Nb	Au	Ag	P ₂ O ₅	As	Mo	N
1	49,2	36,7	4006,6	146	163,6	12,3	56,9	71,2	13,6	1	0,7	0,8	8,5	1740	68	58,8	103	5,1	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	24
к/к	0,3	0,8	-	0,7	0,8	0,7	0,6	0,6	1,7	0,7	1,8	0,2	0,4	-	0,7	0,1	0,3	0,7	-	-	-	-	-	
2	40	26,5	3500	144,3	130,7	12,8	26,4	105	19,3	1,7	0,9	1,1	12,1	238,6	202,8	40,7	150	9,3	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	7
к/к	0,25	0,6	-	0,7	0,6	0,7	0,3	0,8	2,4	1,2	2,2	0,3	0,6		2	0,1	0,5	0,5	-	-	-	-	-	
3	45,3	28,6	4006,6	131,4	142,3	14,6	37,6	64,6	10,8	1,2	0,8	0,8	8,6	1830	88,2	63,2	125,6	5,6	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	70
к/к	0,3	0,6	-	0,7	0,7	0,8	0,4	0,5	1,4	0,8	2	0,2	0,4	-	0,9	0,1	0,4	0,3	-	-	-	-	-	
4	80	47	5578	232	86	н.д.	42	183	14	-	не оп.	не оп.	не оп.	1711	56	98	143	не оп.	не оп.	не оп.	989	не оп.	м 1	45
к/к	0,5	1,1	0,6	1,1	0,4	-	0,4	1,4	1,8	-	-	-	-	0,9	0,6	0,2	0,5	-	-	-	0,4	-	-	
5	102	53	5400	243	100	н.д.	43	177	12	-	не оп.	не оп.	не оп.	1712	56	95	118	не оп.	не оп.	не оп.	966	не оп.	м 1	30
к/к	0,6	1,2	0,6	1,2	0,5	-	0,4	1,4	1,5		-	-	-	0,9	0,6	0,2	0,4	-	-	-	0,4	-	-	
6	181	46	5529	256	234	15	69	156	14	1,4	не оп.	не оп.	не оп.	2012	65	196	79	не оп.	не оп.	не оп.	1318	не оп.	2	17
к/к	1,1	1	0,6	1,3	1,2	0,8	0,7	1,2	1,8	0,9	-	-	-	1	0,65	0,4	0,3	-	-	-	0,9	-	1,4	
7	72	39	5467	270	131	15	65	134	13	1,6	не оп.	не оп.	не оп.	1947	67	212	78	не оп.	не оп.	не оп.	1318	не оп.	1,8	15
к/к	0,45	0,9	0,6	1,4	0,6	0,8	0,65	1	1,6	1	-	-	-	1	0,7	0,5	0,3	-	-	-	0,9	-	1,3	
8	124	57	6602	190	225	-	55	108	14	-	не оп.	не оп.	не оп.	2146	62	154	92	не оп.	не оп.	не оп.	-	не оп.	м 1	39
к/к	0,8	1,3	0,7	0,95	1,1	-	0,55		1,8	-	-	-	-	1,1	0,6	0,35	0,3	-	-	-	-	не оп.	-	
9	72	52	6518	190	188	-	54	122	11	-	не оп.	не оп.	не оп.	2110	61	172	97	не оп.	не оп.	не оп.	-	не оп.	м 1	29
к/к	0,45	1,2	0,7	0,95	0,9	-	0,5	0,9	1,4	-	-	-	-	1	0,6	0,4	0,3	-	-	-	-	не оп.	-	
10	152	63	5667	210	197	-	52	162	10	1,3	не оп.	не оп.	не оп.	2194	69	67	80	не оп.	не оп.	не оп.	1278	не оп.	м 1	18
к/к	1	1,4	0,6	1	1	-	1	1,2	1,2	0,9	-	-	-	1,1	0,7	0,2	0,3	-	-	-	0,9	не оп.	-	
11	160	45	-	200	200	18	100	130	8	1,5	0,4	3,3	20	-	100	440	300	20	0,004	0,1	-	2	1,4	

1 - эффузивы основного состава саблегорской свиты; 2 - долериты, габбродолериты малопатокского комплекса; 3 - средний состав малых элементов субвулканических образований основного состава лаптопайской вулканогенно-осадочной ассоциации; 4, 5 - парнукский комплекс: 4 - комплекс в целом; 5 - габбро, умеренно-щелочное габбро; 6, 7 - субвулканические образования лорцемпейского (саблегорского) комплекса: 6 - фация в целом, 7 - долериты, габбродолериты, в том числе умеренно-щелочные; 8, 9 - субвулканические образования первой фазы саблегорского комплекса: 8 - фация в целом, 9 - долериты, габбродолериты, в том числе умеренно-щелочные; 10 - малопатокский комплекс. 11 - кларки для основных пород по А.П. Виноградову, 1962. Содержания даны в $n \cdot 10^{-4}$;

Примечание: 1 – 3 – по данным Чернышева Ю.А. и др.[131]; 4 - 10 – Иванов В.Н. и др. [92].

Средние химические составы гранитов и риолитов Вангырской площади

		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	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	n
1	1	74,09	0,28	13,16	0,95	1,03	0,05	0,58	0,90	3,68	4,12	0,03	7,80	0,90	5,10	32
4	2	72,40	0,30	13,28	0,95	1,72	0,05	0,69	0,76	2,90	5,44	0,05	8,34	0,50	4,00	23
5	3	74,04	0,28	13,01	0,95	1,21	0,03	0,82	0,78	4,20	3,45	0,04	7,65	1,20	4,40	19
8	4	75,75	0,18	12,42	0,78	1,24	0,04	0,40	1,01	3,92	3,47	0,05	7,39	1,10	5,10	27
13	5	75,57	0,14	12,66	0,96	0,91	0,02	0,18	1,11	3,91	3,89	0,02	7,80	1,00	6,20	33
14	6	74,44	0,24	12,80	0,94	1,19	0,04	0,56	0,89	3,75	3,95	0,04	7,70	0,95	4,80	170
15	7	68,81	0,41	15,40	1,04	2,39	0,04	0,50	2,09	3,37	4,62	1,05	7,99	0,73	3,92	7*
16	8	69,23	0,59	14,19	3,99		0,08	0,97	1,83	4,11	3,88	0,16	7,99	1,06	2,86	77
17	9	75,52	0,17	12,86	1,59		0,04	0,31	0,64	3,46	4,65	0,06	8,11	0,74	6,77	62
18	10	73,07	0,25	14,46	1,31	1,00	0,10	0,62	0,76	6,56	1,04	0,05	7,60	6,30	4,90	3
12	11	74,82	0,27	12,29	1,03	1,05	0,04	0,67	0,75	3,88	3,33	0,06	7,21	1,20	4,50	36

1 - граниты массива Водораздельного; 2 - граниты массива Безымянного; 3 - граниты массива Гранитного; 4 - граниты Вангырского массива; 5 - граниты Неройско-Патокского массива; 6 - средний гранит второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса для листа Q-40-XXX; 7 - средний состав Сальнерского массива; 8 - средний состав первой фазы Малопатокского массива; 9 - средний состав второй фазы Малопатокского массива; 10 - средний состав субвулканических образований кислого состава лаптопайской вулканогенно-осадочной ассоциации; 11 - средний химический состав саблегорских субвулканических образований кислого состава.

Примечание: 1-4, 10, 11 - Чернышев Ю.А. и др. [131]; 5, 8, 9 – Иванов В.Н. и др. [92]; 6 - по данным: Чернышева Ю.А. и др. [131], Иванова В.Н. и др. [92]; 7 – по данным Голдина Б.А. и Фишмана М.В. [16], Негурицы Э.Г. и др. [106].

* - среднее по двум анализам.

Содержания и кларки концентрации малых элементов в породах кислого состава площади

		Ni	Co	Ti	V	Cr	Ga	Cu	Pb	Zn	Sn	Be	Yb	Y	Mn	Zr	Sr	Ba	Nb	N
1	1	6,90	1,70	706,00	11,80	31,60	13,20	10,70	102,00	61,80	3,50	2,80	2,40	25,00	250,00	108,00	21,80	157,00	14,80	17
к/к		0,85	0,30	0,30	0,30	1,30	0,70	0,50	5,00	1,00	1,20	0,50	0,60	0,70	0,40	0,50	0,10	0,20	0,70	
6	2	7,10	1,80	800,00	48,90	35,60	12,30	12,00	16,00	26,10	6,10	2,40	1,60	16,60	325,00	138,00	23,10	172,00	16,20	32
к/к		0,90	0,40	0,30	1,20	1,40	0,60	0,60	0,80	0,40	2,00	0,40	0,40	0,45	0,50	0,70	0,10	0,20	0,80	
	3	8	5	2300	40	25	20	20	20	60	3	5,5	4	34	600	200	300	800	20	

1 – саблегорские субвулканические образования, риолиты; 2 - средние содержания малых элементов в гранитах второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса в пределах площади; 3 - кларки для пород кислого состава, по А.П. Виноградову, 1962. Содержания даны в $n \cdot 10^{-4}$

Данные по изотопному датированию гранитоидов сальнерско-маньхамбовского и вулканитов саблегорского комплексов северной части Ляпинского антиклинория

Объект	Местонахождение	Возраст (млн.лет)	Метод	Материал	Авторы	Год	Номер источника в списке литературы	Организация, выполнявшая радиогеохронологические исследования
Риолит. Саблегорский комплекс. Субвулканическая фацция	хр. Малдынырд. Лист Q-41-XXV	550	U-Pb	циркон	Белякова Л.Т.	1972	[2]	Лаборатория изотопной геологии ГЕОХИ АН СССР, Москва
Риолит. Саблегорский комплекс. Субвулканическая фацция.	Западное обрамление Малопатокского массива. Лист Q-40-XXXVI	642	«	«	Червяковский С.Г., Иванов В.Н. и др.	1992	[33]	Лаборатория изотопной геологии ГЕОХИ АН СССР, Москва, Лаборатория радиогеологии ИГГ УрО АН СССР, Свердловск.
Риолит. Саблегорский комплекс. Покровная фацция (саблегорская свита)	Северное обрамление Малдинского массива. Лист Q-41-XXV	516±19, 519±17	Метод термоионной эмиссии свинца	«	Соболева А.А.	1995	[52]	Лаборатория изотопной геохимии ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Объект	Местонахождение	Возраст (млн.лет)	Метод	Материал	Авторы	Год	Номер источни- ка в спи- ске лите- ратуры	Организация, выполнявшая радиогеохро- нологические исследования
Риолит. Саблегорский комплекс. Покровная фация (саблегорская свита).	Обрамление Лемвинского массива. Лист Q-41-XX	526±7	«	«	«	«	[52]	«
Андезидацит. Саблегорский комплекс. Покровная фация (саблегорская свита)	Обрамление Лапчавожского массива. Лист Q-41-XXV	695±6	«	«	«.	2000	[54]	«
Андезит. Саблегорский комплекс. Покровная фация (саблегорская свита)	Обрамление Лапчавожского массива. Лист Q-41-XXV	535±10	Rb-Sr изохрона	порода	«	1997	[53, 55]	«
Гранит. Сальнерско-маньхамбовский комплекс. Малопатокский массив.	Лист Q-40-XXXVI	606±2, 506±3, 496±10, 508±10, изохрона 529	U-Pb	циркон	Червяковский С.Г., Иванов В.Н. и др.	1992	[33]	Лаборатория изотопной геологии ГЕОХИ АН СССР, Москва, Лаборатория радиогеологии ИГГ УрО АН СССР, Свердловск.
Гранит. Сальнерско-маньхамбовский	Лист Q-41-XXV	584±9	Метод термоионной	циркон	Соболева А.А.	1997	[53]	Лаборатория изотопной геохимии ИГ

Объект	Местонахождение	Возраст (млн.лет)	Метод	Материал	Авторы	Год	Номер источни- ка в спи- ске лите- ратуры	Организация, выполнявшая радиогеохро- нологические исследования
комплекс. Мал- динский массив.			эмиссии свинца					Коми НЦ УрО РАН, Сык- тывкар.
Гранодиорит. Сальнерско- маньхамбовский комплекс. Лап- чавожский мас- сив	«	632±7	«	«	«	2000	[54]	«
Гранодиорит. Сальнерско- маньхамбовский комплекс. Лап- чавожский мас- сив	«	513±9 изохрона	Rb-Sr	порода	«	1995	[52]	«
Гранит. Саль- нерско- маньхамбовский комплекс. Наро- динский массив.	«	557±7 изохрона	«	«	Андреичев В.Л, Юдович Я.Э.	1998	[1]	«
Гранит. Саль- нерско- маньхамбов- скийкомплекс. Лемвинский массив	Лист Q-41-XX	530±20, 558±21, 564±6	Метод термо- ионной эмиссии свинца	циркон	Соболева А.А.	1995	[52]	«
Гранит. Саль- нерско- маньхамбов-	Лист Q-41-XXVI	461±8 изохрона	Rb-Sr	порода	Махлаев Л.В.	1996	[31]	«

Объект	Местонахождение	Возраст (млн.лет)	Метод	Материал	Авторы	Год	Номер источни- ка в спи- ске лите- ратуры	Организация, выполнявшая радиогеохро- нологические исследования
ский комплекс. Лемвинский массив								
Гранит. Саль- нерско- маньхамбов- ский комплекс. Неройско- Патокский мас- сив	Лист Q-40-XXXVI	489±12 изохрона	«	«	Водолазская В.П, Шергина Ю.П., Котов К.Н.	1999	[8]	Лаборатория изотопной геохимии и геохрономет- рии ВСЕГЕИ
Гранит. Саль- нерско- маньхамбовский комплекс. Цен- тральный массив массив	«	503±12 изохрона	«	«	«	«	«	«
Гранодиорит. Сальнерско- маньхамбовский комплекс. Лап- чавожский мас- сив массив	Лист Q-41-XXV	502±17 изохрона	«	Порода, амфибол	«	«	«	«
Гранит. Саль- нерско-маньхам- бовский комп- лекс. Малдин- ский, Народин- ский массивы	«	485±13 изохрона	«	Порода, биотит	«	«	«	«
Гранит. Саль- нерско-	«	492±15 изохрона	Rb-Sr	Порода	«	«	«	«

Объект	Местонахождение	Возраст (млн.лет)	Метод	Материал	Авторы	Год	Номер источни- ка в спи- ске лите- ратуры	Организация, выполнявшая радиогеохро- нологические исследования
маньхамбов- ский комплекс. Хаталамба- Лапчинский массив								
Гранит. Саль- нерско- маньхамбов- ский комплекс. Малопатокский- массив	«	460±15 изохрона	«	«	«	«	«	«

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе Q-41-XXX

Номер на схеме	Вид памятников	Краткая характеристика
1	Фаунистический	Обнажение с фораминиферами (KZ)
9	«	Обнажение с фауной морских беспозвоночных (KZ)
10	«	Обнажение с фораминиферами (KZ)
11	«	Обнажение с богатыми споропыльцевыми спектрами (KZ)
14	Геологический	Петротип парнукского комплекса
18	«	Стратотип лаптопайской свиты
2	Геоморфологический	Конечная морена Вангерьюского оледенения
3	«	Конечная морена Ханмейского оледенения
4	«	Конечная морена Вангерьюского оледенения
7	«	Конечная морена Полярноуральского оледенения
8	«	Конечная морена Ханмейского оледенения
15	«	Конечная морена Полярноуральского оледенения
17	«	Конечная морена современного оледенения
5	Природный	Комплексный заказник Кожимский
6	«	Комплексный заказник Харота-Ягинейский
12	«	Ихтиологический заказник Сынинский
13	«	Национальный природный парк Югыд-Ва
16	«	Комплексный заказник Сабля
19	«	Комплексный заказник Щугорский